B·I.G
95523

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XL

95123

BUCUREȘTI
1973

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XL

95123

BUCUREȘTI
1973

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

Jude R., Borcea-Tabacu Maria, Ionescu Olga. Étude géologique et pétrographique des roches éruptives de la zone du volcan de Caraciu (Monts Métallifères) 65

Năstăseanu S., Stănoiu I., Bițoianu Cornelia. Corrélation des formations de la molasse hercynienne (Westphalien-Permien) de la partie occidentale des Carpates Méridionales 103

Nicorici E., Sagatovici Alexandra. Étude de la faune du Badénien supérieur de Minișul de Sus (bassin de Zarand) 187

Pavelescu Maria. Étude géologique et pétrographique dans la partie de NE des Monts Retezat, entre Petrila et Bănița 223

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Facies of Granitoids from the Cărpiniș-Novaci Late Orogenic Pluton (Parîng Mountains), their Petrology and Geochemistry 299

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

Jude R., Borcea-Tabacu Maria, Ionescu Olga. Studiul geologic și petrografic al rocilor eruptive din zona vulcanului Caraciu (Munții Metaliferi) 7

Năstăseanu S., Stănoiu I., Bițoianu Cornelia. Corelarea formațiunilor molasei hercinice (Westfalian-Permian) din partea vestică a Carpaților Meridionali 71

Nicorici E., Sagatovici Alexandra. Studiul faunei badenian-superioară de la Minișul de Sus (bazinul Zarand) 111

Pavelescu Maria. Studii geologice și petrografice în partea de NE a Munților Retezat, între Petrila și Bănița 195

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanta. Facicsurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Parâng), petrologia și geochimia lor 225

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC ŞI PETROGRAFIC AL ROCILOR ERUPTIVE DIN ZONA VULCANULUI CARACIU (MUNŢII METALIFERI) [1]

de

RADU JUDE[2], MARIA TABACU-BORCEA[3], OLGA IONESCU[4]

Abstract

Geological and Petrographical Study of Eruptive Rocks from the Caraciu Volcano Zone (Metaliferi Mountains). The eruptive rocks from the Caraciu Zone mark three development stages of the magmatism within the Alpine area of the Metaliferi Mountains. A complex of rocks consisting of basalt flows and basaltic pyroclastics, dolerites and some gabbro occurrences are referable to the initial magmatic phase. Towards the upper part of the eruptive series there occur more differentiated rocks, namely andesites, dacites, and subsidiarily oligophyres. The chemical composition of basalts and dolerites evidences their provenance from gabbrodioritic and dioritic magmas. The subsequent banatitic magmatism has determined the occurrence of a body of quartziferous diorites, microdiorites and granodiorites, localized within a zone displaying Laramian fractures, and which is accompanied by numerous apophyse, microdiorite and andesite dykes, as well as by some aplitic veins. The chief intrusive body is characterized by a compound structure determined by successive eruptions of magma. Mineralogically and chemically, the quartziferous diorite presents slight affinities with alkaline rocks. As regards the Neogene volcanic rocks, they are referable to the subsequent late magmatism, and namely to the second phase of the second cycle from the Metaliferi Mountains. They represent products of eruptive manifestations of the Caraciu volcano, an interesting stratovolcano with a compound structure. These rocks may be grouped into three chief petrographic types : andesites bearing pyroxene, andesites with amphiboles and quartziferous andesites. At amphibolic andesites the effects of different stages of magmatic reaction of hornblende, connected with effects of an oxydation process of magma, have been observed.

[1] Comunicare în şedinţa din 5 martie 1971.

[2] Institutul de Petrol, Gaze şi Geologie, Str. Tr. Vuia nr. 6, Bucureşti.

[3] Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[4] Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Cal. Griviţei nr. 64, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Zona vulcanului Caraciu şi părţile sale limitrofe se caracterizează printr-o mare varietate a produselor eruptive. Într-un teritoriu care cuprinde mai puţin de 100 km² apar atît formaţiuni din complexul ofiolitic mezozoic cît şi roci aparţinînd provinciei banatitice, respectiv provinciei vulcanismului neogen.

Dacă rocile ofiolitice şi cele banatitice din zonele imediat învecinate sînt bine cunoscute, mai ales din studiile întreprinse de C i o f l i c a (1962), iar structura vulcanilor terţiari de la Brad pare astăzi suficient elucidată graţie cercetărilor întreprinse şi coordonate de G h i ţ u l e s c u (1941), în schimb, eruptivul din zona Caraciu a rămas mai puţin cunoscut. Lucrările publicate se referă mai ales la unele aspecte ale vulcanitelor neogene.

Prezenta lucrare aduce în discuţie o serie de date noi geologice, petrografice şi asupra chimismului rocilor eruptive. Coroborate cu cele ale cercetătorilor anteriori, aceste date vor contribui la adîncirea cunoaşterii regiunii Caraciu atît sub aspect geologic cît şi din punct de vedere petrografic. Elementele discutate în textul lucrării şi harta geologică anexată au la bază cercetările autorilor întreprinse cu cîţiva ani în urmă în zona vulcanului Caraciu. Este de menţionat că parte din aceste date şi unele analize chimice au fost deja comentate în recenta lucrare asupra Munţilor Metaliferi elaborată de I a n o v i c i et al. (1969).

Regiunea care face obiectul lucrării este situată în partea vestică a Munţilor Metaliferi *s.s.*, la limita acestora cu Munţii Drocei şi anume, de la Baia de Criş spre sud, pînă aproape de satul Visca şi de la Brad către vest, pînă la Tătărăştii de Criş şi vîrful Urzica. Cu alte cuvinte, zona cu mineralizaţii aurifere de la Caraciu constituie tocmai colţul vestic al patrulaterului aurifer.

Formele de relief cele mai ridicate se situează în partea sudică a regiunii. Culmea care uneşte vîrful Urzicii cu vîrful Malului (897 m) şi vîrful Borii, prelungindu-se în dealul Cărpinişului, reprezintă de altfel cumpăna dintre afluenţii Crişului şi cei ai Mureşului. De aici, către nord, relieful scade treptat pînă în lunca Crişului Alb, unde altitudinea coboară sub 300 m. Partea centrală a regiunii este dominată de vîrful Caraciu cu altitudinea de 830 m, înconjurat de cîteva creste împreună cu care constituie morfostructura unui impozant aparat vulcanic. Principalele cursuri de apă care brăzdează regiunea sînt valea Birtinului, valea Luncii (Unguroiului), valea Şteampurilor, afluenţi ai Crişului Alb, apoi valea Fărăeştilor şi Valea Lungă care sînt tributare văii Luncoiului, la rîndul ei afluent al Crişului.

Institutul Geologic al României

ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Primele preocupări asupra geologiei regiunii se confundă, cum era şi firesc, cu interesul pentru mineralizaţiile aurifere, cercetate şi exploatate aici, după unele indicaţii, încă din timpul stăpînirii romane. Din scrierile geologice mai vechi referitoare la zona cu mineralizaţii de la Caraci-Ţebea este de menţionat lucrarea lui P a p p (1906) însoţită de o hartă geologică la sc. 1 :50.000. Deşi autorul insistă mai mult asupra mineralizaţiei şi perspectivelor miniere ale acestei zone, în lucrare apar cîteva referiri interesante asupra rocilor mezozoice şi terţiare şi cu privire la natura stocului aurifer din Măgura Ţebii.

Mai tîrziu G h i ţ u l e s c u şi S o c o l e s c u (1941), în lucrarea monografică asupra Munţilor Metaliferi, încadrează erupţiile vulcanului Caraciu la faza a III-a eruptivă din Munţii Metaliferi.

Rocile ofiolitice mezozoice din Munţii Drocei au constituit în ultimele două decenii obiectul importantelor studii întreprinse de P a p i u (1954, 1959), G i u ş c ă (1956, 1957, 1963), C i o f l i c a (1960, 1961, 1962) şi S a v u (1962, 1966, 1967). În ceea ce priveşte ofiolitele din partea vestică a Munţilor Metaliferi, I a c o b (1953) şi C i o f l i c a (1961) au adus o serie de contribuţii petrografice şi de precizări stratigrafice. Sînt de menţionat de asemenea observaţiile făcute de O l i v i a R o m a n e s c u în zona de la vest de Caraciu [5] şi datele publicate de T r i f u l e s c u (1963) pentru regiunea Luncoiul.

În 1956, M a c a r o v i c i cercetează fauna fosilă din bazinul Brad-Baia de Criş aducînd argumente cu privire la vîrsta sarmaţiană a formaţiunii cu cărbuni de la Ţebea.

Caracterizarea petrologică şi chimică a provinciei banatitice, inclusiv a intruziunilor banatitice din Munţii Drocei se datorează de asemenea cercetătorilor : G i u ş c ă , C i o f l i c a şi S a v u (1965, 1966). Studiind fenomenele de contact de la Măgureaua Vaţei, C i o f l i c a (1960), face caracterizarea petrografică a porţiunii vestice a corpului eruptiv de la Birtin.

Un studiu petrografic al vulcanitelor neogene de la Caraciu a fost publicat de R a f a l e t (1962), iar andezitele din Măgura Ţebii au format obiectul unei alte lucrări, elaborată de T r e i b e r (1963). R o m a n e s c u (1963) semnalează unele cazuri particulare de comportare

[5] G. C i o f l i c a , M. T r i f u l e s c u , O. R o m a n e s c u . Raport asupra cercetărilor din partea de vest a Munţilor Metaliferi (Visca-Furcşoara-Luncoi-Vaţa). 1957. Arh. I.G.P. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

magnetometrică a rocilor eruptive neogene din Munții Metaliferi între care și ale celor generate de vulcanul Caraciu.

Într-o notă de curînd publicată, referindu-se de fapt la piroclastitele neogene de la nord de Crișul Alb, Antonescu și Mantea (1966) aduc în discuție problema vîrstei erupțiunilor Caraciului. Sînt de menționat în sfîrșit, cercetările stratigrafice efectuate de Mantea, Antonescu (1963)[6], în terenurile sedimentare și cercetările gravimetrice și magnetometrice conduse de Andrei (1962)[7] și Popescu et al. (1963)[8] în aceeași zonă.

Cele mai multe dintre rezultatele studiilor menționate sînt reconsiderate și interpretate într-o formă nouă, din punctul de vedere al înlănțuirii cauzale a fenomenelor geologice, în lucrarea monografică asupra Munților Metaliferi elaborată recent de Ianovici, Giușcă, Ghițulescu, Borcoș, Lupu, Bleahu și Savu (1969).

GEOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere geologic regiunea Caraciu se integrează unității alpine a Munților Metaliferi.

Structura acestei regiuni este alcătuită dintr-un complex de roci eruptive aparținînd seriei ofiolitice mezozoice a Munților Metaliferi peste care se dispun formațiuni sedimentare de vîrstă jurasic-superioară, cretacic-inferioară și respectiv cretacic-superioară. Acestora le urmează o suită de roci intrusive banatitice, depozite miocene și vulcanite neogene.

Rocile complexului ofiolitic din regiunea Caraciu reprezintă produsele aceluiași magmatism inițial care a generat impozanta masă de vulcanite din zona geosinclinală a Munților Mureșului (Munții Metaliferi *s.l.*). Ele constituie primul termen stratigrafic care aflorează în această regiune, jucînd rol de roci de fundament în evoluția ei ulterioară. Sînt reprezentate prin curgeri de bazalte și bazalte alveolare, asociate cu piro-

[6] G. Mantea, Em. Antonescu. Prospecțiuni geologice pentru minereuri auro-argentifere în zona Caraciu-Ribița-Brad (Munții Metaliferi). Faciesuri sedimentare. 1963. Arh. I.G.P. București.

[7] J. Andrei. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice-magnetometrice din sectoarele N și W ale Munților Metaliferi pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1962. Arh. I.G.P. București.

[8] M. Popescu, Lucia Popescu. Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din Munții Metaliferi pentru aur și sulfuri complexe—perimetrul Brad-Caraci. 1963. Arh. I.G.P. București.

Institutul Geologic al României

clastite, cu o serie de filoane de dolerite şi cu două corpuri mici de gabrouri. Spre partea terminală a complexului intervin unele diferenţiate andezitice şi dacitice şi subordonat acestora, oligofire. Asociaţia de roci corespunde — în acord cu clasificarea introdusă de G i u ş c ă, C i o f l i c a şi S a v u (1963) — primei şi celei de a doua etapă de manifestare a magmatismului iniţial din Munţii Drocei. Cu o distribuţie inegală, aceste roci aflorează pe teritoriul satelor Birtin şi Tătărăştii de Criş şi mai departe, spre sud, la Visca şi în bazinul hidrografic al Văii Lungi. De aici se desprinde către nord o altă fîşie, ca o creastă, care trece prin valea Şteampurilor şi ajunge pînă în satul Lunca Moţilor.

Curgerile de bazalte şi de bazalte alveolare au o dezvoltare mai largă în sud-estul regiunii, pe Valea Lungă. Dar şi aici ele sînt în strînsă asociere cu tufuri şi cu cîteva corpuri reduse de dolerite şi alcătuiesc un edificiu stratovulcanic care este acoperit în parte de formaţiuni mai noi.

Caracteristică regiunii Caraciu, ca de altfel şi zonei Valea Bradului-Mihăileni de la nord de Crişul Alb, este dezvoltarea excepţională a piroclastitelor bazaltice: brecii, aglomerate şi cinerite, care formează stive de mai multe zeci de metri.

Fenomenele vulcanice, dominant explozive, s-au desfăşurat în mare parte în condiţiile erupţiilor submarine, dovada constituind-o frecventele

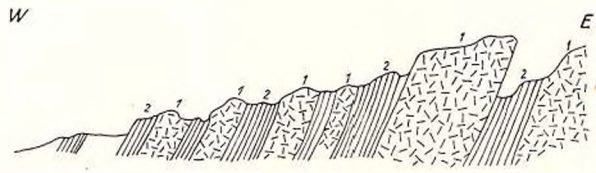


Fig. 1. — Bancuri de aglomerate bazaltice (1) în alternanţă cu tufite şi silicolite (2). Valea Şteampurilor.
Bancs d'agglomérats basaltiques (1) en alternance avec des tuffites et des silicolites (2). Vallée des Şteampuri.

intercalaţii de tufite, argilite şi de „silicolite" atît în stivele de roci piroclastice cît şi între curgerile de lavă.

Structuri de „pilow-lava" proprii efuziunilor submarine nu apar, însă, decît în vestul regiunii, la Prihodişte, dar şi aici ele sînt slab reprezentate. Succesiunea depozitelor piroclastice, care păstrează uneori o notă de ritmicitate în raport cu efuziunile de lavă şi cu sedimentele argilitice şi tufitice (valea Şteampurilor, valea Birtinului, valea Arsurii, etc.) (fig. 1) trădează caracterul recurent al acestei activităţi vulcanice submarine.

Institutul Geologic al României

Cele două corpuri de gabrouri aflorează la sud de vîrful Malului, fiind intruse în complexul de lave şi tufuri bazaltice. Unul dintre ele a fost menţionat şi de Ghiţulescu şi Socolescu (1941). Îmbrăcînd mai ales forma filoniană, doleritele apar localizate pe fracturi NE—SW atît în stivele de piroclastite de pe văile Birtinului, Pietrelor, Runcului şi Blidarului, cît şi în curgerile de bazalte de pe valea Şteampurilor (la sud de Cărăcel) şi de pe pîrîul Serţ în bazinul Văii Lungi. Judecînd după faptul că, la sud de Ţebea, peste aceste formaţiuni repauzează o serie de petice de calcare kimmeridgiene, vîrsta erupţiunilor care au generat masa principală a rocilor bazaltice din regiune trebuie considerată jurasic-superioară.

Rocile andezitice (porfiritele), dacitele (porfirele) şi oligofirele aparţin celei de a doua etape a magmatismului ofiolitic din Munţii Drocei, legată de mişcările kimmerice noi (Savu, 1957). Cioflica (1961) situează erupţiunile acestor roci la partea inferioară a Neocomianului.

Din grupa andezitelor, cea mai mare dezvoltare o prezintă andezitul cu augit. El formează curgeri de lavă şi piroclastite în dealul Steanului şi vîrful Malului, dispuse fie direct peste complexul bazaltic mai vechi, fie peste un pachet de şisturi argiloase. Acest andezit se continuă şi mai la sud, la Visca, după cum rezultă din datele publicate de Cioflica.

Andezitul cu hornblendă apare sub formă de filoane a căror grosime numai rareori depăşeşte 2—3 m; asemenea filoane, injectate pe fracturi N—S şi E—W în roci bazaltice, apar pe văile Birtinului, Caraciului şi Şteampurilor. Cu aceeaşi formă de zăcămînt apare şi andezitul cu biotit şi hornblendă în cursul inferior al văii Caraciului şi pe valea Şteampurilor. Andezitul cu biotit şi oligofirele formează unele corpuri minore pe valea Şteampurilor, aval de „Tăul Caraciului" şi mai spre sud. Aflorimentele de dacite se grupează în zona de izvoare a Văii Lungi şi pe creasta Cărpinişului constituind mai multe dike-uri cu lungimi moderate şi un corp mai dezvoltat flancat de brecii vulcanice. Acestea din urmă reprezintă o cupolă extrusivă intens erodată.

Prezenţa „porfirelor" şi a „porfiritelor" ca elemente remaniate în conglomeratele apţiene de la Prihodişte şi de pe valea Rahovei indică în mod cert, vîrsta mai veche decît Apţianul a acestor derivate andezitice şi dacitice.

Rocile sedimentare asociate ofiolitelor: şisturi argiloase, silicolite cu radiolari şi tufite apar la diferite nivele în seria de roci eruptive, dar mai ales către partea superioară a stivelor de piroclastite şi lave bazaltice.

Institutul Geologic al României

Aşa se remarcă în văile Birtinului, Luncii (Unguroiului), în valea Şteampurilor şi la sud de vîrful Malului. Stratele de argilite şi de japsuri roşcate sau verzui, dispuse într-o alternanţă ritmică cu tufuri psamitice şi cu tufite, alcătuiesc pe valea Arsurii, la Birtin, pachete cu grosimi de zeci de metri. Cutate împreună, ele creează impresia unei veritabile formaţiuni vulcanogen-sedimentare. Depunerea unei atari formaţiuni în etapele de acalmie vulcanică, pe fundul mării jurasice, presupune un interval de timp considerabil, situaţie care s-a menţinut foarte probabil pînă în timpul Neocomianului.

Depozitele jurasice superioare, reprezentate prin calcare organogene, formează un şir de lambouri pe creasta Pleşului de la sud de Ţebea şi mai departe către Luncoi. Aceste petice de calcare repauzează pe lave bazaltice şi tufuri. Alte cîteva iviri de calcare se remarcă în valea Şteampurilor, aval de „Tăul Caraciului", unde sînt acoperite de depozite miocene şi de roci piroclastice neogene.

Aceste calcare organogene reprezintă resturi ale construcţiilor coraligene instalate pe vulcanii bazaltici în zonele de mică adîncime ale mării jurasice superioare. Mantea (1963)[9] semnalează în dealul Pleşului cîteva specii de brahiopode, similare unora din formele descrise de Papp în calcarele de la Luncoiul de Jos şi atribuite Kimmeridgianului.

Cretacicul inferior apare la Tătărăştii de Criş, la Cărăstău şi, cu o dezvoltare ceva mai mare, pe rama bazinului neogen Brad-Baia de Criş.

Depozitele cretacice inferioare de la Tătărăşti aparţin bazinului de sedimentare Prihodişte, instalat într-un golf al mării cretacice şi caracterizat printr-un conţinut stratigrafic redus (Ilie, 1957). La Tătărăşti şi pe valea Prihodiştei succesiunea depozitelor începe cu şisturi argiloase -marnoase brune roşcate cu pete verzi care repauzează discordant peste complexul de roci ofiolitice (fig. 2). Acest nivel din bază a fost atribuit de Ghiţulescu şi Socolescu (1941) stratelor de Curechi, neocomiene.Deasupra lui se dispun gresii cuarţoase în bancuri decimetrice şi conglomerate poligene în alternanţă cu marne şi marne grezoase şistoase şi cu calcare şi gresii calcaroase. Orizontul are caracter flişoid şi a fost considerat de Ghiţulescu şi Socolescu (1941) şi apoi de Mantea et al. (1963)[10] de vîrstă apţiană, iar de Ilie (1957), barremian-apţiană datorită conţinutului bogat în orbitoline al calcarelor.

La Cărăstău, formaţiunea de fliş cretacică inferioară apare formată din şisturi marnoase, argiloase cenuşii închis în alternanţă cu gresii cuar-

[9] *Op. cit.* pct. 6.
[10] *Op. cit.* pct. 6.

Institutul Geologic al României

ţoase. Ea a fost atribuită de M a n t e a (1963), stratelor de Căbeşti, reprezentînd Barremianul.

Tot un caracter flişoid acuză Cretacicul inferior şi pe rama bazinului neogen, în dealul Pleşului şi pe văile Fărăeştilor şi Rahovei, dispus transgresiv pe lave şi tufuri bazaltice şi pe calcare jurasice superioare. Aici formaţiunea flişoidă este compusă din conglomerate micacee în bancuri

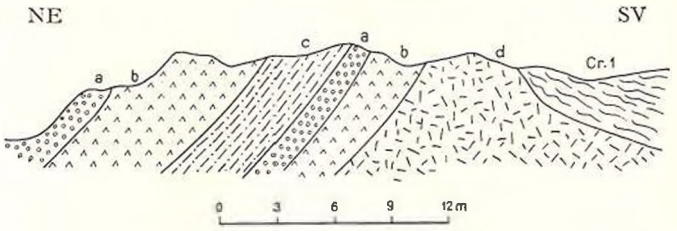


Fig. 2. — Şisturi marnoase-argiloase cretacic-inferioare (Cr. 1), discordante peste rocile seriei ofiolitice.
aglomerate (a), lave bazaltice (b), tufite şi argilite (c), brecii bazaltice (d). Valea Hunseştilor, Prihodişte.

Schistes marneux-argileux du Crétacé inférieur (Cr. 1), discordants sur les roches de la série ophiolitique.
agglomérats (a), laves basaltiques (b), tuffites et argilites (c), brèches basaltiques (d). Vallée Hunseşti, Prihodişte.

pînă la 3 m alternînd cu şisturi argiloase cenuşii verzui şi cu marne, iar spre partea superioară apar calcare marnoase în plăci. Reţine atenţia participarea fragmentelor de „porfirite" şi „porfire" în aceste conglomerate, atît aici cît şi la Prihodişte. În apropierea masivelor de calcare jurasice conglomeratele iau înfăţişarea unor veritabile brecii în care blocurile de calcar pot depăşi 50 cm, dar cimentul devine şi el mai carbonatic. Această formaţiune predominant detritică grosieră a fost atribuită de G h i ţ u l e s c u şi S o c o l e s c u (1941) „stratelor de Valea Dosului", reprezentînd Apţianul.

Orogeneza austrică se face simţită în regiune atît prin efecte de cutare a stratelor barremian-apţiene şi a pachetelor de tufite şi argilite mai vechi, asociate seriei ofiolitce cît, şi mai ales, prin puternica exondare a teritoriului care a durat tot timpul Cretacicului mediu. Ingresiunea neocretacică (I l i e, 1957) survenită după această exondare a favorizat instalarea unui nou bazin de sedimentare marină, aflat probabil în legătură nemijlocită cu bazinul Hălmagel-Muntele Găina.

Depozitele Cretacicului superior reprezentînd Senonianul (G h i ţ u l e s c u, S o c o l e s c u, 1941; I l i e, 1957), se dispun, prin urmare, discordant fie peste formaţiunile Cretacicului inferior, fie direct pe „funda-

Institutul Geologic al României

mentul" de roci ofiolitice. În dealul Urzica, unde se păstrează o succesiune mai completă a depozitelor, Senonianul apare constituit din marne şi argile şistoase cenuşii cu intercalaţii de gresii, şi din marne grezoase micacee, brune roşcate. Spre partea superioară apar gresii şistoase şi gresii grosiere micacee, uneori tufitice, asociate cu bancuri de conglomerate poligene. Alte apariţii ale depozitelor senoniene sînt cele de la Cărăstău, acoperite în bună parte de curgerile de andezite de Caraciu, şi cele de pe rama bazinului terţiar, pe valea Fărăeştilor şi valea Rahovei, toate caracterizate prin asocierea gresiilor micacee cu marne argiloase, şistoase.

Cu încheierea ciclului de sedimentare senonian regiunea a cunoscut o nouă şi importantă exondare, cauzată de mişcările de la sfîrşitul Cretacicului. Este diastrofismul laramic care a determinat ridicarea întregului teritoriu al Apusenilor sudici şi a creat o serie de dislocaţii, unele de amploare regională (I a n o v i c i, G i u ş c ă, G h i ţ u l e s c u, B o r c o ş, L u p u, B l e a h u, S a v u, 1969). În legătură cu aceleaşi mişcări laramice s-a dezvoltat şi magmatismul subsecvent banatitic, corpurile intrusive ordonîndu-se pe linii tectonice de aceeaşi vîrstă sau pe fracturi mai vechi reîntinerite (G i u ş c ă, C i o f l i c a, S a v u, 1966).

În regiunea Caraciu produsele magmatismului banatitic constituie un corp intrusiv cu dezvoltare lineară, consolidat în condiţii hipoabisice şi o serie de apofize şi dike-uri distribuite mai ales în jurul corpului principal. Aceste corpuri banatitice apar localizate pe o zonă de fracturi cu direcţia SW—NE şi W—E. Răspîndirea lor către est depăşeşte meridianul vulcanului Caraciu. Ele se situează, de fapt, în prelungirea celui de al doilea aliniament de intruziuni banatitice din Munţii Drocei, definit de C i o f l i c a (1960).

Intruziunea principală, măsurînd o lungime totală de aproximativ 9 km pe direcţia WSW—ENE, are forma unui dike înclinat către nord. Ea străbate atît rocile complexului ofiolitic cît şi depozitele senoniene, terminaţia sa vestică — la Măgureaua Vaţei — situîndu-se în calcare jurasice superioare (C i o f l i c a, 1960). Partea dinspre Birtin a intruziunii (configurată pe harta geologică)[11] se caracterizează printr-o constituţie petrografică complexă: segmentul cuprins între dealul Urzica şi dealul Pietrilor apare format din diorite cuarţifere, iar terminaţia estică se compune din granodiorite cu o coroană (bordură) discontinuă de diorite şi microdiorite. Aceasta creează imaginea unui corp eruptiv cu structura

[11] Segmentul vestic al intruziunii, din dealul Urzica pînă la Măgureaua Vaţei este cunoscut din studiul publicat de G. C i o f l i c a (1960).

Institutul Geologic al României

compusă, rezultînd, se pare, din veniri succesive de magmă în curs de diferenţiere. Edificatoare în acest sens sînt anclavele de diorite în unele dike-uri de microdiorite de pe pîrîul Blidarului, precum şi filoanele de andezit care străbat prin granodioritul din zona minei Arsurii. Unor pulsaţii tardive le corespund acele vinişoare aplitice care apar injectate în microdiorite şi în rocile bazaltice (ofiolitice) din pereţii intruziunii.

Neomogenitatea mineralogică, semnalată de Cioflica (1960) la Măgureaua Vaţei se păstrează şi în restul intruziunii, fiind exprimată prin unele acumulări de minerale femice în granodiorite (mina Arsurii) şi în microdioritele dinspre limita ei sudică. În zonele de contact spre „cupolă" sînt frecvente anclavele de bazalte şi de roci sedimentare cretacice, cornificate.

Corpurile minore : apofize şi dike-uri apar formate din microdiorite şi granodiorite porfirice, din diorite, din andezite, din andezite cuarţifere. Unele dike-uri de pe valea Pietrelor acuză o compoziţie monzonitică.

O menţiune apare necesară în legătură cu andezitul cu biotit de pe valea Fărăeştilor, de la SE de Măgura Ţebii. Întrucît acest andezit străbate depozitele apţiene producînd la contact un slab efect de metamorfism termic şi este acoperit de „Pietrişurile de Almaşul Mare" de vîrstă miocenă, el ar putea fi raportat familiei de roci banatitice. Aceeaşi poziţie în raport cu „Pietrişurile de Almaşul Mare" atestă şi adezitul cuarţifer cu biotit care formează un grup de filoane în raza satului Caraciu şi pe valea Şteampurilor. Compoziţia chimică a acestei roci prezintă asemănări cu cea a rocilor banatitice din regiune, în special în ceea ce priveşte conţinutul în CaO, Na_2O şi K_2O.

Fenomenele de contact cauzate de intruziunile banatitice afectează atît rocile complexului ofiolitic cît şi depozitele senoniene din apropierea corpurilor eruptive. Procesele de metamorfism sînt mai intense la contactele corpului de diorite cuarţifere şi granodiorite, acţiunea lor resimţindu-se pînă la o depărtare de 150—200 m, mai ales pe flancul nordic al intruziunii (pe valea Birtinului şi în dealul Urzica). Lavele şi tufurile bazaltice sînt transformate în corneene cu piroxen şi în corneene cu amfibol şi biotit. Formaţiunile sedimentare senoniene au suferit recristalizări, pe seama rocilor argiloase formîndu-se corneene cu biotit. Cioflica (1960) semnalează în corneenele de la Măgureaua Vaţei pseudomorfoze de sericit după cordierit.

Derivatele volatile ale magmei banatitice au provocat, de asemenea, variate procese de metamorfism, atît asupra rocilor ofiolitice din pereţii corpurilor intrusive cît şi în însăşi masa banatitelor. Un prim aspect al metamorfismului, la temperatură ridicată, se caracterizează prin neoformaţia amfibolului şi epidotului în rocile seriei ofiolitice, cît şi prin depuneri de oligist în aceleaşi formaţiuni ofiolitice (valea Blidarului). Procesul se continuă, odată cu scăderea temperaturii, prin depuneri de epidot, clorit, carbonaţi şi cuarţ asociate uneori cu calcopirită şi pirită sub formă de vine şi mici cuiburi în rocile bazaltice din cupola intruziunii; aceste transformări determină o largă aureolă hidrotermală de o parte şi de alta a corpului eruptiv principal de la Birtin.

Institutul Geologic al României

Autometamorfismul rocilor banatitice se traduce prin procese de sericitizare, argilizare și silicifiere. Asemenea transformări prezintă granodioritele în zona cu mineralizații de pe văile Arsurii, Pietrilor, cît și unele iviri andezitice și microdioritice din zone învecinate.

Soluțiile hidrotermale derivînd din magma banatitică au produs de asemenea, unele concentrații de Pb, Zn și Cu în zona minei Arsurii și valea Pietrilor de la Birtin. Mineralizația se prezintă sub formă de filoane, cu direcția NW—SE, localizate preferențial în granodiorite. Filoanele se caracterizează printr-o parageneză de tip mezotermal, compusă din cuarț, pirită, sporadic mispichel, apoi blendă, calcopirită, galenă, tetraedrit, marcasită și foarte puțin realgar și auripigment.

Ultimul mineral este calcitul depus în geode. Analizele chimice atestă unele conținuturi interesante de Au și Ag și urme de Mo [12].

Depozitele de molasă neogene, aparțin bazinului Brad-Baia de Criș. Ele marchează o nouă și ultimă etapă de sedimentare în evoluția geologică a regiunii. La Țebea și Mesteacăn molasa neogenă este constituită dintr-un complex detritic grosier, în facies epicontinental, denumit de Ghițulescu și Socolescu (1941) „Pietrișurile de Almașul Mare" și din depozite neritice și lagunare care alcătuiesc, în principal, formațiunea cu cărbuni de la Țebea.

Complexul pietrișurilor de Almașul Mare se așază discordant fie peste calcarele jurasice și peste depozitele de fliș cretacice, fie direct pe fundamentul de roci ofiolitice mezozoice. Acest complex acoperă, deci, un relief mai vechi modelat în timpul Paleogenului și în Miocenul inferior. El apare în zona satului Lunca Moților și de aici în continuare spre sud sub forma unei fîșii înguste care delimitează pe trei părți aparatul vulcanic Caraciu. Și tot ca o fîșie quasi continuă, acest complex aflorează la Țebea și la Mesteacăn de sub depozite de vîrstă mai nouă. La alcătuirea sa iau parte pietrișuri poligene și subordonat gresii cu intercalații de argile și marne nisipoase. Un aport substanțial de material rezidual — lateritic de pe „continent" imprimă sedimentelor o culoare roșie caracteristică. Spre partea superioară a complexului apar nisipuri și gresii cuarțoase și conglomerate slab cimentate, albicioase, decolorate, cu aport de material eruptiv.

Reconsiderînd o serie de date paleontologice, în special acelea ale lui Vadász și Papp referitoare la fauna din calcarele recifale de la Ribița, Ghițulescu și Socolescu (1941) atribuie pietrișurilor de Almașul Mare vîrsta tortoniană. Mai tîrziu, Mantea et al. (1963) [13] susțin vîrsta tortoniană medie a acestei formațiuni.

[12] Conform cu datele autorilor și cu rezultatele explorărilor IGEX (1963—1965).

[13] *Op. cit.* pct. 6.

Institutul Geologic al României

Cercetările mai noi în cîteva zone ale bazinului Brad-Săcărîmb au dovedit, însă, că marnele cenușii cu globigerine situate imediat peste complexul pietrișurilor de Almașul Mare conțin o asociație din zona cu „*bisphaericus*" care marchează baza Tortonianului (Cioflica et al., 1966; Gianina Cioflica, Popescu, 1966). Ca urmare, complexul pietrișurilor de Almașul Mare *s.s.* a fost raportat Helveținului terminal.

Formațiunea cu cărbuni de la Țebea se compune, în partea sa inferioară, din marne și argile șistoase cu intercalații de nisipuri argiloase slab micacee și argile cărbunoase. Argilele șistoase îmbracă pe alocuri aspectul șisturilor disodilice. Pe planele lor de separație se remarcă uneori solzi de pești și eflorescențe de sulf și gips.

Un nivel de conglomerate poligene și gresii marchează trecerea către partea superioară a formațiunii care este constituită în mod predominant din nisipuri, pietrișuri și gresii asociate cu argile și marne argiloase cu filme cărbunoase și cu intercalații de tufite. Complexul de roci conține 3 sau 4 strate de cărbuni, cele mai importante formînd obiectul exploatării de la Țebea. Înclinarea stratelor în mod constant către NE, cu 10—30°, sugerează că aceste depozite constituie flancul unui sinclinal, orientat NW—SE al cărui corespondent nord-estic s-ar situa eventual în zona satelor Crișan și Valea Bradului.

Invocînd argumente de ordin stratigrafic, Ghițulescu și Socolescu (1941) au admis vîrsta sarmațiană pentru întreg complexul cu cărbuni de la Țebea. Macarovici (1956), în discuția sa asupra faunei fosile recoltată din acoperișul stratelor de cărbune de la Țebea: *Melania* (*Brotia*) *escheri auingeri* Handmann, *Planorbis* (*Gyraulus*) *conivens* Eichw., *Unio. wetzleriformis* n. sp., *Cypris fabra* Desm, etc., arată că este foarte probabil ca sedimentarea acestor depozite să se fi continuat și în Pliocenul inferior. La aceasta se mai adaugă și unele dovezi micropaleontologice care atestă prezența Sarmațianului în facies detritic la nord de Crișul Alb, pe teritoriul satelor Ribița și Crișan (Antonescu, Mantea, 1966).

Este de menționat, de asemenea, că parte din probele recoltate din mina Țebea de autorii prezentei lucrări, analizate în laboratorul de micropaleontologie al Întreprinderii Geologice de Prospecțiuni[14] conțin ostracode cu valva subțire, otolite și fructe de chara, forme care indică foarte probabil vîrsta pannoniană a depozitelor.

[14] V. Cosma, E. Tocorjescu. Raport micropaleontologic nr. 106. 1962. Arh. M.M.P.G. București.

Institutul Geologic al României

Prin urmare, admiţînd că sedimentarea formaţiunii cu cărbuni din bazinul Brad-Baia de Criş a început încă din Tortonianul superior (Ghiţulescu et al., 1968) datele paleontologice arată că depunerea ei s-a continuat în timpul Sarmaţianului, prelungindu-se foarte probabil, pînă în Pannonianul inferior.

Rocile eruptive neogene de la Caraciu aparţin „magmatismului subsecvent tardiv" din ciclul alpin. Cu excepţia tufurilor intercalate în depozitele miocene, menţionate anterior, rocile eruptive din zona la care ne referim reprezintă în totalitate produse ale vulcanului Caraciu. Aceste vulcanite au fost raportate de Ghiţulescu şi Socolescu (1941) celei de a treia fază eruptivă din Munţii Metaliferi, fiind asimilate andezitului de Barza. În acord cu noua schemă a erupţiunilor terţiare din Munţii Metaliferi (Rădulescu, Borcoş, 1966; Ianovici, Giuşcă, Ghiţulescu, Borcoş et al., 1969) aceste roci aparţin fazei a doua, andezitică, din ciclul al II-lea.

Este de menţionat că separarea tipurilor de roci se datorează, în parte, cercetătorilor anteriori (Ghiţulescu, Socolescu, 1941, Rafalet, 1964). Dar schema evoluţiei vulcanice imaginată de autorii precedenţi nu-şi găseşte integral confirmare în succesiunea produselor care compun aparatul vulcanic. Aceasta a devenit mai bine cunoscută prin cercetarea detaliată a întregului edificiu vulcanic şi a zonelor sale limitrofe, cercetare realizată de autorii lucrării de faţă în anii 1962[15] şi 1963 [16], cît şi prin lucrările de exploatare, miniere şi de foraj întreprinse de C.S.G. în această zonă.

Succesiunea produselor eruptive ale vulcanului Caraciu începe cu un banc de tufuri polimictice care, în valea Şteampurilor, se dispune direct peste fundamentul de roci ofiolitice mezozoice. Tot din primele erupţiuni face parte şi andezitul cu hipersten şi augit de la est de vîrful Cărăcel, precum şi impozantele stive de brecii şi cinerite andezitice cu piroxen. Acestea din urmă alcătuiesc, pe de o parte, creasta Vărătici-Cărăcel cu prelungirea ei sud-estică pînă în valea Şteampurilor, iar pe de altă parte, vîrful Ţuclui situat la nord de masivul Caraciu. Aproape peste tot breciile şi cineritele andezitice cu piroxen se aşază direct peste com-

[15] R. Jude, Maria Tabacu, I. Teodoru, Camelia Teodoru, A. Popescu, Olga Ionescu, F. Codarcea, L. Scarlat. Raport geologic asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri aurifere de la Caraciu, Dealul Mare, Vorţa, Juncuri (Munţii Metaliferi). 1962. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[16] R. Jude, Maria Tabacu, Olga Ionescu. Raport asupra prospecţiunilor pentru aur la Birtin şi Caraciu. 1963. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

plexul pietrișurilor de Almașul Mare. Numai în satul Caraciu se interpune un pachet de marne argiloase cenușii cu ceva intercalații de marnocalcare, strate subțiri de cărbune și lentile de gips, ceea ce ar corespunde părții bazale a formațiunii cu cărbuni de la Țebea.

După rocile cu piroxen urmează o suită de curgeri de lavă și piroclastite andezitice al căror component feromagnezian principal este amfibolul. Ele reprezintă, de fapt, masa mare a vulcanitelor de Caraciu. Primii termeni din această grupă sînt andezitul cu hornblendă verde care aflorează pe flancul estic al Caraciului și andezitul cu hornblendă brună de pe valea Luncii, în versantul de NW al Caraciului, asociate cu mai multe nivele de tufuri și de lave cu blocuri (lave piroclastice). Aceste andezite și piroclastitele însoțitoare se așază peste tufurile andezitice cu piroxen din dealul Țuclui și sînt acoperite de andezitul cu hornblendă resorbită și de piroclastite asociate acestuia (dealul Ticerii). Andezitul cu hornblendă resorbită, aparținînd unor erupțiuni mai tîrzii, ocupă în special versantul nordic al masivului Caraciu ; el constituie de asemenea umplutura neckului principal.

Judecînd după resturile de curgeri, andezitele de Caraciu s-au extins către NW pînă aproape de Cărăstău iar spre E și SE peticele de lave andezitice apar în o serie de puncte pînă către Mesteacăn și bazinul Văii Lungi. Piroclastitele andezitice au de asemenea o răspîndire considerabilă. Ele apar în jurul centrului de emisie principal : în dealul Văratici, pe teritoriul satului Caraciu și în Măgura Țebii, și mult mai departe de acest centru, pe teritoriul satului Mesteacăn, unde se așază discordant atît peste formațiunea de cărbuni cît și peste pietrișurile de Almașul Mare. O însemnată parte din piroclastitele de la nord de Crișul Alb, în particular cineritele și breciile de la Baldovini-Rîșculița, își au originea tot la Caraciu.

Erupțiilor finale le corespunde andezitul cuarțifer și breciile conexe, roci care aflorează mai ales pe valea Șteampurilor și în Măgura Țebii. Relațiile acestui andezit cu tufurile andezitice de Caraciu *s.s.* atestă categoric vîrsta mai nouă a termenului cuarțifer, fapt semnificativ pentru deducerea evoluției activității eruptive.

Poziția stratigrafică a rocilor generate de vulcanul Caraciu apare suficient de bine precizată dacă se are în vedere că, la Mesteacăn, piroclastitele cu unele intercalații de lave repauzează peste depozite sarmațiene, iar la nord de Criș, aproape de Rîșculița și valea Bradului, aceste piroclastite de Caraciu sînt acoperite de pietrișuri și gresii cuarțifere care sînt atribuite Pliocenului. Erupțiunile vulcanului Caraciu trebuie situate

Institutul Geologic al României

aşadar în Pliocenul inferior, ele fiind legate, probabil, de mişcările din faza attică.

95523

STRUCTURA APARATULUI VULCANIC CARACIU

Vulcanul Caraciu ocupă o poziţie bine determinată din punct de vedere tectonic. El se situează pe flancul sud-vestic al bazinului de subsidenţă miocenă Brad-Baia de Criş, într-o zonă în care fracturi neogene cu direcţia NW—SE intersectează fracturi mai vechi, laramice, aflate în prelungirea intruziunii principale banatitice de la Vaţa-Birtin.

În arhitectura aparatului vulcanic se remarcă resturile unei structuri crateriale mai vechi apărută într-o primă fază eruptivă. Această structură craterială, alcătuită din andezitul cu hipersten şi augit şi din brecii şi tufuri la care andezitul piroxenic participă într-o proporţie dominantă, este marcată doar prin cîteva segmente din circumferinţa sa şi anume : prin creasta dealului Vărătici-Cărăcelul, prin dealul Ţuclui, cît şi prin unele stive de tufuri din Măgura Ţebii. Ea a fost, de altfel, intuită şi de unii cercetători anteriori (R a f a l e t , 1962)[17].

Erupţiunile fazei a doua au distrus cea mai mare parte din „structura primitivă" şi au clădit o nouă suprastructură ce corespunde masivului Caraciu propriu-zis, suprapusă parţial peste prima. În această a doua fază, care a generat mai întîi andezitul cu hornblendă verde şi andezitul cu hornblendă brună şi apoi andezitul cu hornblendă resorbită, evoluţia vulcanului atinge, se pare, maturitatea sa. Fenomenele primesc un caracter de „activitate persistentă" cu repetate explozii şi emisiuni de lavă.

Judecînd după dimensiunile blocurilor de andezit proiectate pînă la 7—8 km spre N şi E, energia dezvoltată de vulcanul Caraciu se poate compara cu aceea pusă în joc de unii dintre cei mai viguroşi vulcani actuali.

Fenomene ulterioare de reajustare a „echilibrului tectono-vulcanic" au determinat efecte de prăbuşire a zonei crateriale şi formarea de fracturi dispuse concentric şi radiar faţă de neckul principal vulcanic. Acestea sînt mai evidente pe valea Şteampurilor şi în Măgura Ţebii. Unele din aceste fracturi au constituit tocmai căile cele mai favorabile pentru erupţiile tîrzii de andezite cuarţifere care marchează faza a treia eruptivă. Structura aparatului vulcanic apare astfel complicată cu o serie de corpuri de andezit cuarţifer, distribuite mai ales în partea sa estică : pe valea

[17] V. L u c c a denumea vulcanul Caraciu „Vezuviul românesc".

Institutul Geologic al României

Șteampurilor și în Măgura Țebii. Majoritatea au caracterele unor intruziuni subvulcanice : dike-uri și corpuri neregulate, excepție făcînd corpul principal din zona superioară a văii Șteampurilor care reprezintă o cupolă extrusivă (fig. 3).

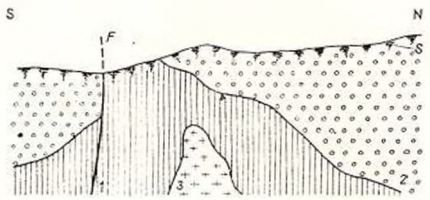


Fig. 3. — Aspectul unui corp subvulcanic de andezit cuarțifer (3) intrus în rocile ofiolitice (1) acoperite de piroclastite neogene (2). F — falie. Măgura Țebii.

Aspect d'un corps subvolcanique d'andésite quartzifère (3) dans les roches ophiolitiques (1) surmontées de pyroclastites néogènes (2). F — faille. Măgura Țebii.

Din aceeași suită de erupțiuni (faza a III-a) face parte și brecia de pe valea Stocului, cunoscută pe mai bine de 140 m înălțime. Ea reprezintă o impozantă coloană de explozie, în care sînt localizate mare parte din filoanele aurifere din Măgura Țebii.



Fig. 4. — Suprastructura vulcanului Caraciu privită din dreptul localităților Cărăstău și Birtin.

Suprastructure du volcan Caraciu vue du droit des localités Cărăstău et Birtin.

În concluzie, aparatul vulcanic Caraciu reprezintă un stratovulcan cu structura compusă. Zona craterială privită în ansamblu, are alura unei elipse cu axa mare orientată pe direcția NW-SE, măsurînd mai bine de 3 km în lungime.

Deși în parte erodată, suprastructura vulcanică este încă bine conservată, trăsăturile sale fiind într-un mod remarcabil conturate geomorfologic, mai ales dacă vulcanul este privit din valea Crișului, din dreptul localităților Cărăstău și Birtin (fig. 4).

Institutul Geologic al României

Ulterior fenomenelor eruptive a avut loc o activitate metalogenetică cu caracter aurifer, dezvoltată în special pe fracturi NW—SE, în Măgura Țebii și pe flancul de N al masivului Caraciu (filonul Ulman). În Măgura Țebii mineralizația auriferă apare asociată corpurilor subvulcanice de andezit cuarțifer propilitizat, iar cînd apare localizată în brecii eruptive ea îmbracă un aspect particular de volbură (rețea de filoane), denumită impropriu „stock".

În jurul filoanelor se remarcă efectele unei metasomatoze potasice în facies sericitic, local cu adular (valea Ștocului, galeria Emilia, etc.).

Filoanele au în general dimensiuni reduse și un conținut în aur variabil, care scade spre adîncime odată cu o creștere abia perceptibilă în sulfuri metalice. Parageneza mineralogică, cu caracter mezo-epitermal[18] se compune din pirită, blendă, calcopirită, galenă și aur nativ, cu gangă de cuarț și carbonați, eventual epidot. Prezența telururilor (silvanitul și nagyagitul) menționată de P a p p este pusă sub semnul întrebării de unii autori (H e l k e , 1938). Aurul apare uneori liber, alteori inclus în cuarț și în sulfuri, iar la partea superioară a filoanelor el se acumulează în produsele hipergene argiloase-limonitice, denumite de minerii din partea locului „praină"[19]. Aurul liber este „concrescut" cu cuarțul și cu calcitul în geode, îmbrăcînd aspecte de granule fine, de fire și de foițe subțiri, etc[20].

Cuaternarul este reprezentat mai ales prin depozitele aluviale dezvoltate în lunca rîului Crișul Alb și în cursul inferior al văilor Caraciului, Șteampurilor și Luncii, aproape de Brad. Aceste depozite sînt alcătuite din pietrișuri și nisipuri cu elemente de calcare, gresii, cuarț detritic și de roci bazaltice și andezitice.

Între Mesteacăn și Baia de Criș, pe partea stîngă a Crișului Alb se remarcă o formațiune de terasă în care elementele de roci eruptive neogene participă într-o proporție dominantă.

Caracterele petrografice și chimice ale rocilor eruptive. Rocile seriei ofiolitice mezozoice

După cum s-a arătat într-un capitol anterior, rocile eruptive mezozoice din zona Caraciu aparțin primei și celei de a doua faze a magmatismului ofiolitic din Munții Drocei și Metaliferi. Predominante sînt rocile de compoziție bazaltică reprezentate prin bazalte porfirice și bazalte sticloase, cu aspectele lor amigdaloide precum și printr-o masă mare de piroclastite al căror volum depășește pe acela al curgerilor de lavă. Cu aceste roci se asociază cîteva filoane de dolerite și două intruziuni mici de gabrouri.

[18] Încercările de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțul filonian au indicat temperaturi de 262—274°C.

[19] V. L u c c a . Rapoarte geologice. Arh. I.M. Barza.

[20] Muzeul aurului Brad.

Institutul Geologic al României

Tot din această serie de roci eruptive mai fac parte unele diferențiate intermediare și acide: andezite cu augit, andezite cu hornblendă și andezite cu biotit, respectiv dacite. Derivatele cu caracter alcalin sînt reprezentate doar prin cîteva iviri de oligofire.

Bazaltele porfirice formează curgeri de lavă cu dezvoltare mai mare în cursul superior al Văii Lungi. Ele apar, de asemenea, ca intercalații în stivele de piroclastite din văile Șteampurilor și Birtinului.

Structura porfirică este marcată de fenocristalele de piroxen și plagioclaz care sînt înglobate într-o masă fundamentală de culoare cenușie-negricioasă sau verzuie. La examenul microscopic se remarcă faptul că această masă de bază are o structură intersertală și mai rar ofitică, constituită din baghete de plagioclaz, iar în interstiții, granule de augit, magnetit și o cantitate variabilă, dar în general redusă, de sticlă vulcanică frecvent transformată în clorit, calcit, epidot, etc.

Fenocristalele sînt reprezentate prin labrador (50—60% An), augit și în mod sporadic diopsid, pigeonit și hornblendă brună.

Raporturile cantitative și dimensiunile mineralelor rezultă din tabelul 1:

TABELUL 1

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
Fenocristale:		
feldspat plagioclaz	15—25	0,5/0,1—3/0,7
piroxen (augit)	5—15	0,2—2,5
hornblendă brună	0—2	0,3/0,1—2/0,5
Masa de bază:		
microlite plagioclaz	30—40	0,1/0,002—0,4/0,1
piroxen	10—20	0,05—0,3
minerale opace (magn.)	1—3	0,1—0,5
sticlă vulcanică	5—20	—

Fenocristalele de labrador prezintă, de regulă, o maclație polisintetică și structuri zonale. În mod frecvent ele apar transformate în produse secundare: calcit, epidot sau minerale argiloase, dezvoltate preferențial pe anumite zone de creștere.

Este de menționat că microlitelor de plagioclaz le este caracteristică o compoziție mai acidă (40—50% An) iar în cîteva cazuri se remarcă efectele unor procese de albitizare (Valea Lungă).

Institutul Geologic al României

La cristalele de augit se remarcă uneori o maclaţie în „ceas de nisip" şi în mod frecvent mineralul apare substituit prin uralit, clorit, mai puţin prin calcit.

Cristalele de hornblendă prezintă o coroană subţire de opacitizare şi adeseori ele apar transformate în calcit.

Bazaltele sticloase sînt subordonate primului tip de bazalte şi apar sub formă de curgeri de lavă în bazinul superior al Văii Lungi şi la Birtin în dealul Pietrelor şi în pîrîul Borii. Roca are un aspect compact, o duritate relativ ridicată, spărtură aşchioasă şi o culoare neagră, uneori cu uşoară tentă verzuie.

În secţiuni subţiri aceste bazalte apar constituite dintr-o masă fundamentală cu structura pilotaxitică sau hialopilitică, în care plutesc rare fenocristale de piroxen monoclinic şi de plagioclaz. La alcătuirea ei participă într-o cantitate apreciabilă sticla vulcanică şi baghete foarte fine de plagioclaz a căror dispoziţie marchează uneori o textură orientată. O pulbere de granule de oxizi de Fe pigmentează roca în cenuşiu.

Compoziţia mineralogică este calitativ asemănătoare cu aceea a bazaltelor porfirice, diferite fiind doar proporţiile în care participă aceste minerale şi, bine înţeles, dimensiunile acestora, ceea ce rezultă din tabelul 2 :

TABELUL 2

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
Fenocristale :		
plagioclaz	5—10	0,3/0,1 —1,5/0,5
piroxen monoclinic	1—3	0,1—1
hornblendă brună	0—1	0,2/0,07—1,5/0,3
Masa fundamentală :		
microlite de plagioclaz	30—40	0,05/0,01—0,2/0,07
minerale oxidice	1—2	0,02—0,2
sticlă vulcanică	40—30	—

În masa de bază se remarcă adeseori depuneri de clorit, calcit, eventual epidot, cuarţ etc., fapt care modifică esenţial structura rocii. Fenocristalele au suferit şi ele transformări de natura celor menţionate la bazaltele porfirice.

Bazaltele amigdaloide (vacuolare) reprezintă, de regulă „crusta" superficială a curgerilor mai puternice de bazalte porfirice şi hialine. Ele se repetă la mai multe nivele în structura vulcanică

Institutul Geologic al României

din bazinul Văii Lungi marcînd prin aceasta venirile succesive de magmă bazaltică. Alveolele, care reprezintă un volum apreciabil din aceste roci (5—20%), sînt umplute cu o serie de minerale de neoformație : calcedonie, clorit, calcit, epidot, zeoliți și pirită, fapt care indică un aport variat de componenți chimici din soluțiile postmagmatice. Forma acestor vacuole este cel mai frecvent sferică, mai rar ele sînt alungite pe direcția de curgere a lavei sau neregulate, iar dimensiunile lor variază de la 0,04—3 mm foarte rar depășind 5 mm (pl. I, fig. 1).

Produsele piroclastice, a căror amploare a fost subliniată în mai multe rînduri în lucrarea de față, sînt reprezentate prin tufuri breciforme și aglomerate bazaltice, cinerite psamitice și tufite.

Breciile și aglomeratele sînt alcătuite în mod preponderent din fragmente colțuroase sau rotunjite de bazalte și bazalte amigdaloide ale căror dimensiuni variază de la 3 cm pînă la 20—30 cm. Subordonat acestora au fost remarcate fragmente de dolerite și andezite cu hornblendă (Valea Lungă, valea Caraciului), andezite cu hornblendă și biotit (în satul Birtin) și „porfire roșii" (valea Șteampurilor, etc.), ceea ce arată că fenomenele explozive s-au accentuat odată cu progresarea diferențierii magmatice. Matricea cineritică în care sînt înglobate toate aceste elemente se caracterizează printr-o structură psamitică grosieră și o culoare cenușie-verzuie. Ea participă într-o proporție variabilă, dar numai foarte rar depășește 40—50% din masa rocii.

Sînt de menționat, de asemenea, unele apariții de brecii la care matricea este formată din lavă bazaltică (Valea Lungă, valea Șteampurilor, valea Caraciului).

Tufurile psamitice apar adeseori asociate cu tufite și cu argilite cenușii, verzui și roșcate, cum s-a arătat într-un capitol anterior. În acest caz roca prezintă o stratificație evidentă, cu separații în plăci centimetrice. La alcătuirea acestor tufuri participă fragmente de roci bazaltice de 0,5—3 mm, cristale de feldspat și piroxen și un ciment de atingere de natură cineritică (20—40%), de regulă cloritizat. Fracțiunea epiclastică intervine uneori prin participarea în cantitate redusă a cuartului detritic (1—3 %). Feldspatul și piroxenul apar atît sub formă de cristale idiomorfe cît și ca fragmente de cristale (pl. I, fig. 2).

Tufitele împreună cu șisturile argiloase și silicolitele se disting după structura aleuro-pelitică și textura stratificată primară, imprimată de condițiile de sedimentare liniștită. Cea mai mare parte a materialului cuprins în tufite este de natură vulcanică și este reprezentat prin cenușă fină prinsă în ciment și prin cristalele fragmentate de feldspat, rar piroxen

Institutul Geologic al României

și hornblendă. Materialul detritic participă în proporție variabilă pînă la aproximativ 30—40% la alcătuirea tufitelor și e dat de materialul argilitic din ciment precum și de granulele rulate de cuarț, foițe de muscovit și minerale opace în cantitate mai redusă. Microscopic tufitele se remarcă prin structura cristaloclastică, fiind constituită din granule mărunte angulare sau subangulare, mai puțin rotunjite, prinse într-un ciment cineritic-argilitic impregnat cu minerale secundare (clorit, calcit, silice). Cimentul formează 50—70% din rocă; elementele, reprezentate prin cristale de feldspat, de minerale melanocrate și de cuarț detritic, au dimensiuni de 0,02—0,1 mm.

Argilitele, asociate cu tufurile psamitice și cu tufitele, sînt roci pelitice șistoase de culoare cenușie sau brună-roșcată, adeseori cu fețe satinate (dealul Piticării la Visca, valea Arsurii la Birtin, valea Luncii, etc.).

Argilitele cu radiolari sînt alcătuite dintr-o cantitate mare de minerale argiloase asociate cu rare granule de cuarț și feldspați precum și resturi de radiolari cu diametrul de 0,05—0,4 mm, umplute cu calcedonie, rar calcit, limonit, clorit (pl. I, fig. 3). Prin creșterea procentului de silice au luat naștere silicolitele, roci foarte dure, albicioase-verzui sau roșcate și fin stratificate.

Doleritele formează mai multe corpuri filoniene intruse în masa curgerilor de lavă și în piroclastitele bazaltice. Dimensiunile lor sînt în general moderate, rareori depășind 250 m pe direcție. La examenul microscopic, pe lîngă aspectele comune de dolerite, cu o granulație aproximativ echidimensională dispusă în rețea ofitică, au fost remarcate și dolerite cu structura porfirică, determinată de prezența a două generații de feldspați și piroxen. Mineralogic, ambele varietăți sînt compuse din plagioclazi, augit, hipersten, mai puțin hornblendă brună și din minerale accesorii reprezentate în special prin magnetit.

Accidental a fost semnalată prezența biotitului și a prehnitului. Gradul de participare și dimensiunile acestor minerale rezultă din tabelul 3.

TABELUL 3

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
feldspat plagioclaz	50—60	0,1/0,05—2,5/1
piroxen	30—40	0,2 —1,5
hornblendă brună	2—3	0,1 —1
magnetit	1	0,02—0,3

Institutul Geologic al României

Plagioclazul are în general, compoziţia labradorului (50—60% An); numai cristalele din generaţia a doua, din doleritele porfirice au compoziţia unui andeziu (45% An). Adeseori cristalele de plagioclaz sînt parţial albitizate. Fenocristalele de hipersten prezintă uneori o coroană de augit mărunt granular. La cristalele de feldspat se observă uşoare calcitizări, iar la cele de piroxen apar slabe cloritizări şi bastitizări.

Gabrourile din valea Malului se remarcă printr-o cristalinitate avansată şi uniformă. În compoziţia lor mineralogică participă feldspatul plagioclaz (50—70%), piroxenul (30—40%) şi în subsidiar olivina (10%), iar ca minerale accesorii, magnetitul. Dimensiunile mineralelor principale variază între 0,5—3,5 mm. Roca are o structură holocristalină caracteristică. Feldspatul plagioclaz, cu caracterele unui labrador (55—60% An), prezintă slabe transformări în minerale argiloase şi unele incluziuni fine de clorit dispuse în special pe zonele interne ale cristalului. Piroxenul este reprezentat prin augit, mai puţin prin hipersten şi apare în cristale dezvoltate idiomorfe, transformate parţial în calcit şi clorit. Olivina este la rîndul său transformată în minerale serpentinice şi clorit, păstrînd unele relicte proaspete şi conturul său caracteristic (pl. I, fig. 4).

Andezitul cu augit (porfirit cu augit) are o dezvoltare remarcabilă în sud-vestul regiunii, în zona de la sud de dealul Malului şi vîrful Steanului. Caracteristic pentru aceste andezite este o accentuată structură porfirică determinată în special de fenocristalele de augit a căror lungime atinge adeseori 1 cm şi care sînt înglobate într-o masă cenuşie-verzuie, aparent sticloasă. La microscop roca apare compusă din fenocristale de andezin (40—45—50% An), augit (un augit titanifer), mai rar diopsid, accidental hornblendă brună, şi dintr-o pastă hialopilitică sau intersertală, ce reprezintă aproximativ 70% din aceea a andezitului. Masa de bază constă din microlite aciculare de plagioclaz prezentînd uneori o dispunere fluidală, din granule de augit şi minerale oxidice de fier la care se adaugă sticlă vulcanică transformată adeseori în produse secundare. În aceste andezite sînt frecvente alveolele umplute cu zeoliţi sau cu clorit şi zeoliţi.

În apropierea intruziunilor banatitice andezitele cu augit, ca de altfel şi rocile bazaltice, au suferit importante transformări marcate prin depuneri de amfibol, epidot, clorit de neoformaţie, etc., ceea ce face uneori dificilă recunoaşterea caracterelor primordiale ale rocilor.

Andezitele cu hornblendă se individualizează mai ales în partea nordică a regiunii, sub forma unor filoane a căror grosime numai rareori depăşesc 5 m. Nota caracteristică a acestor andezite o constituie

Institutul Geologic al României

asocierea fenocristalelor de hornblendă verde cu cele de plagioclaz, minerale care sînt prinse într-o pastă hialopilitică sau microgrăunțoasă. Fenocristalele de plagioclaz, care reprezintă aproximativ 20—25% din masa rocii, au compoziția andezinului (30—40% An). Prismele de hornblendă verde au adeseori o coroană subțire de reacție magmatică. Ele participă în proporție 10—20% la masa rocii. Dispoziția lor orientată imprimă rocii, uneori, o textură paralelă.

Andezitele cu biotit afloreză sub forma unor filoane subțiri în cursul superior al văii Șteampurilor și mai la sud în zona dealul Cărpinișului. Ele se caracterizează prin frecvența cristalelor de biotit care, împreună cu cele de plagioclaz, se detașează pe fondul cenușiu-sticlos al rocii, accentuîndu-le structura porfirică. La examenul microscopic aceste andezite apar compuse dintr-o masă de bază felsitică, reprezentînd mai bine de 60% din rocă și din fenocristale de plagioclaz și biotit. Plagioclazul are compoziția unui andezin acid (30—37% An) și prezintă o maclație polisintetică și zone de creștere care sînt marcate uneori de prezența produselor de alterare. Biotitul apare atît sub formă de fenocristale idiomorfe sau ușor corodate, cît și sub formă de cristale fine, microlitice, răspîndite în masa de bază.

Andezitul cu biotit și hornblendă reprezintă o varietate petrografică a rocii descrisă mai sus. Acest andezit se caracterizează prin participarea hornblendei verzi alături de biotit, dar întotdeauna amfibolul este subordonat micei negre. Fenocristalele de hornblendă ating, însă, dimensiuni excepționale, de 10 sau chiar 20 mm în lungime.

Dacitele din zona dealul Cărpinișului se remarcă printr-o culoare cenușie-roșcată sau albicioasă, în cazul în care a suferit transformări epigenetice. Structura lor porfirică este determinată în special de fenocristalele de feldspat, cuarțul și biotitul apărînd în cantitate variabilă. În secțiuni subțiri roca apare constituită din fenocristale de plagioclaz, cuarț, biotit și mai rar hornblendă verde, și dintr-o masă de bază cu structură felsitică sau pilotaxitică, mai rar microgranulară, reprezentînd mai bine de 60% din masa rocii. Masa de bază constă din microlite (cristalite) de plagioclaz, cuarț, eventual ortoclaz, la care se adaugă ceva biotit și mineralele accesorii: apatit și magnetit. Plagioclazul apare în cristale prismatice și tabulare, cu o maclație polisintetică și complexă și prezintă o structură zonară bine exprimată. Compoziția sa corespunde unui oligoclaz (20—28% An) cu treceri spre un andezin acid (30—33% An). La unele fenocristale de plagioclaz se poate vedea o rețea fină de albit,

Institutul Geologic al României

rezultatul unui proces metasomatic. Fenocristalele de cuarţ sînt corodate adînc de pasta rocii şi cataclazate, iar cristalele de biotit sînt uneori opacitizate, alteori decolorate sau transformate în produse secundare. Conţin rare incluziuni de apatit.

Raporturile cantitative şi dimensiunile acestor minerale rezultă din tabelul 4 :

TABELUL 4

Minerale componente	%	Dimensiuni mm
feldspat plagioclaz	15—20	0,7/0,1—2/0,5
cuarţ	5—15	0,1 —1,5
biotit	3—7	0,3/0,1—1/0,5
hornblendă verde	0—3	0,2/0,1—1,3/0,5
minerale accesorii	1—2	0,1 —0,3
masa de bază	60—75	—

O compoziţie mineralogică similară este caracteristică şi pentru dacitele remaniate în conglomeratele aptiene.

Breciile vulcanice care mărginesc corpul principal de dacite din dealul Cărpinişului sînt formate din fragmente colţuroase de dacite; accidental au fost observate fragmente de şisturi cristaline antrenate din fundament şi o matrice de sfărîmături de rocă. Brecia apare intens silicifiată, decolorată.

O l i g o f i r e l e apar constituite dintr-o masă de bază felsitică reprezentînd peste 60—70% din rocă şi din fenocristale de oligoclaz. Mineralele femice apar într-o cantitate infimă şi sînt reprezentate prin biotit şi hornblendă (pl. II, fig. 1).

Dacitele din zona Caraciu sînt cunoscute în literatura geologică sub denumirea de „porfire cuarţifere" (P a p p, 1906) sau de „riolitele de Cărpiniş" (T r i f u l e s c u, 1963). Compoziţia mineralogică prezentată mai sus şi în special gradul de participare al cuarţului şi plagioclazului în rocă, justifică mai bine încadrarea rocii la dacite decît la riolite. Fenocristalele de ortoclaz, chiar dacă apar, ele trebuie să fie într-o proporţie minoră.

Trebuie avut în vedere, însă, că la dacite ca de altfel şi la andezitele cu biotit şi oligofire, masa fundamentală felsitică sau hialină reprezintă mai bine de 60% din rocă şi prin urmare, încadrarea lor petrografică suferă în mod inerent de un anume grad de relativitate, pînă la o confirmare chimică.

Institutul Geologic al României

Unele observații asupra chimismului rocilor eruptive mezozoice

Din unele tipuri de roci aparținînd seriei ofiolitice au fost efectuate 4 analize complete de silicați: probele 1 și 2 provin din doleritele de la Birtin respectiv din Valea Lungă, la est de Măgura Țebii; proba 3, dintr-un filon de andezit cu hornblendă din zona satului Birtin, iar proba 4, din curgeri de bazalte porfirice de la Mihăileni, la nord de Crișul Alb, similare celor din zona Caraciu dar mai puțin afectate de procese secundare.

Ca o trăsătură caracteristică a chimismului bazaltelor și doleritelor analizate este compoziția lor mai ridicată, în SiO_2, Al_2O_3 · · pe de o parte, iar pe de altă parte conținutul lor mai sărac în MgO față de tipul reprezentativ (tab. 5). Aceasta se datorează unui conținut, în general, deficitar în minerale fero-magneziene al acestor roci. Na_2O și K_2O se mențin aproape constant și în același raport. Valori mai ridicate în Na_2O se datorează, în parte, unor procese de albitizare a plagioclazului, remarcat atît la doleritele de la Birtin cît și la bazaltele de la Mihăileni și chiar la rocile dacitice, dar în aceste cazuri substituția prin albit este numai parțială.

Proba 2 prezintă un conținut de CO_2 intolerabil de mare și corespunzător o valoare ridicată a CaO, datorită prezenței secundare a calciului în rocă. Ea va fi omisă, deci, din calculul parametrilor Niggli. Rocile pentru care s-au calculat parametrii Niggli se încadrează seriei de magme calco-alcaline. Doleritele de la Birtin și bazaltele porfirice de la Mihăileni corespund unei magme dioritice, ceea ce confirmă în parte observațiile microscopice, plagioclazul din aceste roci avînd compoziția unui labrador acid sau a unui andezin-labrador. Proba 3 (tab. 6) atestă prin unii parametri o ușoară tendință spre tipul gabro-dioritic. Andezitul cu hornblendă (proba 4) corespunde, în mod normal, tipului dioritic.

Proiectate în diagrama *al-fm* (fig. 5) rocile analizate determină o zonă bine definită, indicînd caracterul semifemic izofal și semisalic al magmei. În diagrama *al-alk* (fig. 6) aceste roci se înscriu în cîmpul magmelor sărace în alcalii, cu tendință spre o alcalinitate intermediară. Iar în diagrama *k-mg* rocile se grupează de asemenea într-un cîmp caracteristic magmelor calco-alcaline (fig. 7).

În concluzie, rocile ofiolitice mezozoice din regiunea Caraciu sînt reprezentate printr-o gamă destul de variată din punct de vedere petrografic. Ele corespund primei și celei de a doua etapă a magmatismului inițial din Munții Metaliferi. Unii din principalii termeni petrografici: bazaltele porfirice și doleritele corespund unor magme gabro-dioritice și dioritice în curs de diferențiere.

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Compoziția chimică a rocilor eruptive mezozoice

Nr. crt.	Roca analizată	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	S	Total
1	Dolerit porf. (valea Birtinului)	53,45	18,11	1,09	6,03	3,70	0,09	6,36	3,53	1,54	0,88	0,20	2,25	0,49	2,49	0,11	100,60
2	Dolerit (Valea Lungă)	48,21	17,94	1,66	4,28	2,20	0,06	11,27	3,28	1,48	0,83	0,18	0,36	—	7,74	0,12	99,61
3	Bazalte porf. (Mihăileni)	51,44	21,42	2,98	4,02	3,40	0,08	7,52	3,51	1,75	0,90	0,20	2,08	—	0,48	urme	99,78
4	Andezit cu hornblendă (Birtin)	56,38	16,64	4,17	2,70	4,40	0,16	6,40	3,42	1,58	0,79	0,16	3,00	—	—	0,08	99,88

Probele 1, 2, 3, 4 analizate de G. Lahovary.

TABELUL 6

Parametri Niggli ai rocilor eruptive mezozoice

Proba	Roca analizată	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*Qz*	Tipul de magmă
1	Dolerit (Valea Birtinului)	162	32,1	34,1	20,5	13,3	0,217	0,49	+9	dioritic
3	Bazalt porfiric (Mihăileni)	143,5	35,2	30	22,4	12,4	0,24	0,47	−6	dioritic
4	Andezit cu hornblendă (Birtin)	170,9	29,6	36,7	20,7	13	0,225	0,55	+19	dioritic

Institutul Geologic al României

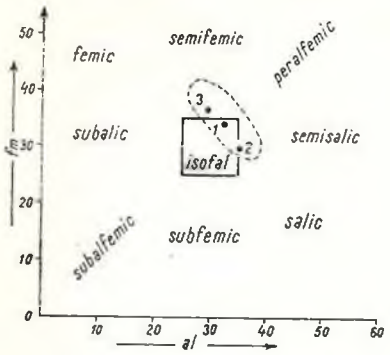


Fig. 5. — Diagrama *al-fm*.
Diagramme *al-fm*.

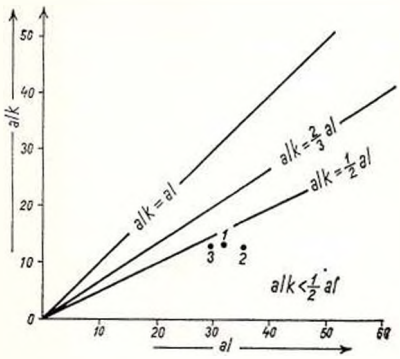


Fig. 6. — Diagrama *al-alk*.
Diagramme *al-alk*.

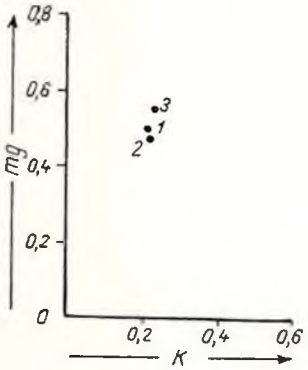


Fig. 7. — Diagrama *k-mg*.
Diagramme *k-mg*.

Rocile eruptive banatitice

În cadrul corpurilor eruptive generate de magmatismul subsecvent laramic în zona Birtin-Caraciu au fost deosebite următoarele tipuri de roci : diorite cuarțifere, granodiorite și microdiorite porfirice. Acestora li se asociază o serie de varietăți andezitice : cu piroxen, cu piroxen și amfibol, cu biotit, respectiv andezite cuarțifere. Diferențiatele peracide sînt reprezentate în această zonă prin unele apariții minore de aplite.

Dioritul cuarțifer. Constituent petrografic major al corpului intruziv principal de la Birtin-Tătărăști, dioritul cuarțifer mai apare ca mici apofize în culmea Borii și în bazinul superior al văii Birtinului. Roca este cenușie, cenușie-verzuie, cu cristalinitate avansată și granulație medie.

Institutul Geologic al României

Variaţiile de culoare de la cenuşiu la cenuşiu-verzui sînt determinate de gradul de uralitizare a piroxenului conţinut în rocă. Prezenţa uralitului este caracteristică rocilor dioritice din regiune; este o notă comună dioritelor cuarţifere, varietăţilor dioritice şi microdioritelor. Compoziţia mineralogică şi dimensiunile componenţilor sînt date în tabelul 7.

TABELUL 7

Constituenţi	%	Dimensiuni mm
Cuarţ	8—15	0,17—1,2/0,7
Ortoză	15—25	0,05—1,5
Concreşteri micrograf.	0—3	0,1 —0,3
Feldspat plagioclaz	45—56	0,2 —3/1,2
Biotit	0—1	0,1 —0,75
Augit	10—12	0,1 —1,8/0,6
Hipersten	0—5	
Magnetit	2—3	0,05—0,3
Apatit, titanit	sporadic	0,02—0,6

Microscopic, structura rocii apare holocristalină, inechigranulară; aspecte porfirice au fost rar întîlnite (culmea Borii). Textura este masivă. Specifice rocilor dioritice examinate sînt proporţia ridicată de feldspaţi alcalini, prezenţa concreşterilor micrografice de cuarţ şi ortoză şi prezenţa a două varietăţi de piroxen: monoclinic (augit) şi rombic (hipersten) (pl. II, fig. 2). Dioritele cuarţifere de pe valea Naidii cuprind 2—3% hornblendă verde şi concreşteri micrografice în proporţii neobişnuit de ridicate (7%). Cuarţul şi feldspatul potasic (ortoză) îmbracă forme xenomorfe care mulează celelalte componente. Conturul granulelor de cuarţ este deseori lobat. Ortoclazul este rareori maclat (macle Karlsbad) şi este acoperit cu o pulbere fin argiloasă; în masa sa au fost observate uneori lamele fine albitice. Cuarţul şi ortoza formează pe alocuri concreşteri micrografice caracteristice (pl. II, fig. 3).

Feldspatul plagioclaz are compoziţia andezinului cu 32—48% An şi apare în indivizi idiomorfi maclaţi polisintetic, mai rar albit-periclin, cu structuri zonare în care nucleul este mai bogat în anortit. Uneori cristalele prezintă venule de albit sau benzi albitice de supracreştere. Cristale fine de piroxen sau biotit apar frecvent înglobate în plagioclaz.

Piroxenul monoclinic (augit) se prezintă mai ales în aglomerări de cristale scurt prismatice, parţial sau total înlocuite cu agregate fibroase de uralit. Uralitizarea avansează de la periferie spre centrul cristalului,

Institutul Geologic al României

nucleul păstrîndu-se uneori intact. Subordonat dar sistematic apare hipersstenul transformat de obicei în bastit şi clorit.

Biotitul, în foiţe neregulate, este sporadic şi apare mai ales ca incluziuni în plagioclazi. Magnetitul, apatitul, titanitul sînt prezente ca minerale accesorii.

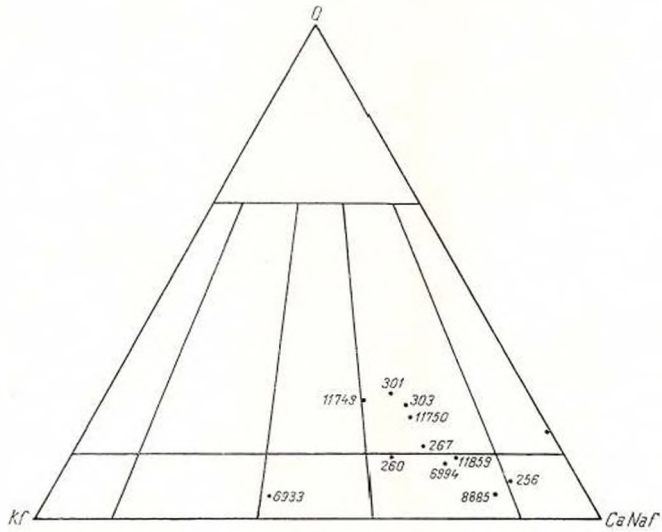


Fig. 8. — Diagrama Johansen.
Diagramme Johansen.

Dintre transformările secundare ale dioritului cuarţifer semnalăm uralitizările şi bastitizările piroxenului, slabe cloritizări ale mineralelor femice şi descompunerea plagioclazului cu formare de epidot sau sericit. Creşterea locală a raportului feldspat potasic/plagioclaz pînă la valori de 45/30 duce la separarea unor roci monzonitice în valea Pietrelor, pe fondul general cuarţ-dioritic (fig. 8).

Au fost semnalate de asemenea varietăţi dioritice cu o aciditate mai scăzută, exprimată printr-un conţinut mai redus de cuarţ (4—6%) şi printr-o îmbogăţire în piroxen (16—18%), în valea Pietrelor. Variaţiile compoziţionale înregistrate şi dezvoltarea lor capricioasă indică o oarecare labilitate a condiţiilor termodinamice în care a avut loc cristalizarea.

Granodioritele sînt localizate exclusiv în partea estică a corpului intruziv principal, unde formează o zonă unitară cu dezvoltare apreciabilă.

Institutul Geologic al României

Granodioritul este în mod obişnuit proaspăt. Prezenţa biotitului şi un pronunţat caracter leucocratic îl definesc macroscopic. Examenul microscopic pune în evidenţă abundenţa biotitului în defavoarea celorlalte minerale femice şi relevă un caracter porfiric, mai mult sau mai puţin accentuat dar nelipsit. Aspectul porfiric este imprimat de larga dezvoltare a cristalelor de plagioclaz (pînă la 3 mm mărime) mai puţin a celor de cuarţ şi a majorităţii mineralelor femice, în contrast cu o masă mărunt granulară (0,03—0,1 mm) de cuarţ şi ortoză care umple spaţiile dintre fenocristale (pl. II, fig. 4).

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor sînt redate în tabelul 8 :

TABELUL 8

Componenţi	%	Dimensiuni mm
Cuarţ	17—25	0,07 —1
Ortoză	20—25	0,1 —0,8
Feldspat plagioclaz	38—47	0,3 / 0,2—3/1,2
Biotit	7—15	0,1 —1,4/0,75
Hornblendă	1—5	0,4 —0,5
Augit	0—4	0,5 —1
Magnetit	2—3	0,05 —0,5
Apatit	sporadic	0,05 —0,1
Zircon	sporadic	0,06/0,03—0,08/0,04

Masa interstiţială este alcătuită preponderent din cuarţ şi ortoclaz în indivizi xenomorfi cărora li se asociază sporadice microlite de biotit şi apatit. Ea are un aspect omogen, pavimentos şi corodează frecvent fenocristalele, îndeosebi plagioclazul. Ortoza este mineralul felsic care încheie cristalizarea ; au fost surprinse aspecte de corodare ale granulelor de cuarţ de către agregate de feldspat potasic.

Plagioclazul este cel mai bine individualizat dintre mineralele rocii şi corespunde unui andezin cu 30—37% An. Prezenţa unui termen mai acid, oligoclaz la limita cu andezinul, constituie o excepţie (valea Arsurii). Cristalele de andezin sînt maclate după legea albit, albit-Karlsbad şi mai rar albit-periclin ; uneori au structuri zonare. Plagioclazul cuprinde frecvente incluziuni de biotit şi cuarţ înglobate în timpul creşterii ; prezintă uneori sericitizări slabe, incipiente.

Biotitul, element femic principal în rocă, apare individualizat în cristale largi, idiomorfe, uneori cloritizate marginal dar şi asociat cu amfibolul, ca mineral de reacţie pe piroxen. Cristalele de biotit prezintă in-

Institutul Geologic al României

cluziuni fine de apatit, zircon, magnetit. Hornblenda apare sporadic şi formează agregate de dimensiuni reduse, asociate biotitului. Este o varietate de hornblendă verde. A fost observată şi o hornblendă de reacţie formată pe piroxen (pl. II, fig. 4).

Augitul se întîlneşte rar, fenocristalele fiind de obicei transformate în hornblendă şi biotit ± magnetit(fig. 9). În granodioritul care aflorează

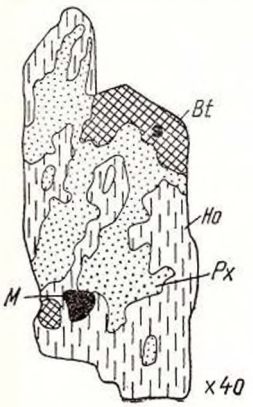


Fig. 9. — Piroxen monoclinic (Px) transformat în biotit (Bt) şi hornblendă (Ho). M — incluziuni de magnetit.

Pyroxène monoclinique (Px) transformée en biotite (Bt) et hornblende (Ho). M — inclusions de magnétite.

pe Valea Mică augitul a fost semnalat în cristale mărunte, parţial uralitizate.

Rocile granodioritice prezintă rar şi în cantităţi subordonate minerale secundare de tipul cloritului, uralitului, carbonatului şi foarte rar, sericitului. În granodioritul de pe valea Malului s-au semnalat aglomerări granulare de epidot secundar formate pe plagioclaz.

Microdioritul porfiric. Au fost afiliate acestui tip petrografic roci holocristaline, mărunt granulare cu structură porfirică, cenuşii-verzui care apar numai ca apofize de o parte şi de alta a corpului intruziv principal. Microdioritul porfiric nu a fost întîlnit în stare proaspătă; prezintă în mod constant fenomene de transformare cu aspect de propilitizare. Roca este constituită dintr-o masă de bază faneritică microgranulară care înglobează cristale largi (pînă la 2—3 mm mărime) de feldspat plagioclaz şi de minerale melanocrate. În funcţie de prezenţa amfibolului au fost separate două varietăţi:

— microdioritul porfiric cu piroxen,

— microdioritul porfiric cu piroxen şi amfibol.

Microdioritul porfiric cu piroxen apare în zona văii Arsurii, pe culmea Borii şi în valea Pietrelor. Prezintă caractere mineralogice şi structurale asemănătoare cu ale microdioritului cu piroxen şi amfibol descris în continuare. Se deosebeşte de acesta pe de o parte prin

Institutul Geologic al României

absența amfibolului, iar pe de altă parte printr-un caracter ceva mai bazic al plagioclazului (35—45% An).

În microdioritul porfiric cu piroxen de pe culmea Arsurii au fost surprinse aspecte de transformare a piroxenului în hornblendă actinolitică și biotit, fenomen observat și în granodiorite.

Microdioritul porfiric cu piroxen și amfibol este constituentul majorității apofizelor microdioritice. În tabelul 9 sînt sintetizate observațiile examenului microscopic efectuat asupra acestui tip de rocă.

TABELUL 9

Componenți	%	Dimensiuni mm
Masa de bază :		
Cuarț	3—5	0,02—0.1
Ortoză	0—12	0,02—0,1
Feldspat plagioclaz	13—20	0.05—0,18/0.02
Minerale melanocrate	2—5	0,06—0.1
Apatit	0—1	0,05—0,3
Titanit	0—1	0,04—0,2
Magnetit	2—4	0,05—0,1
Fenocristale :		
Feldspat plagioclaz	35—50	0.3 —3/1
Hornblendă	2—8	0.1 —0,5
Piroxen	5—13	0.1 —1

Cuarțul și feldspatul ortoclaz participă numai la alcătuirea masei de bază; nu au fost întîlnite ca fenocristale. Alături de acești componenți specifici, la constituția masei interstițiale iau parte baghete de feldspat plagioclaz care imprimă uneori pastei o structură intersertală, minerale melanocrate și minerale accesorii : apatit, titanit și magnetit.

Plagioclazul atît în fenocristale cît și în masa de bază, are compoziția andezinului cu 30—40% An. Fenocristalele sînt maclate polisintetic, au uneori structuri zonale și sînt parțial înlocuite cu minerale secundare; epidot ± zoizit, carbonat (calcit), sericit, clorit; substituții asemănătoare a suferit și plagioclazul masei de bază.

Piroxenul prezintă cloritizări parțiale sau complete sau uralitizări avansate care nu permit determinări mai precise. În microdioritul de pe valea Malului (Visca) s-au recunoscut augitul și hiperstenul. Hornblenda apare subordonat și este în mod obișnuit pseudomorfozată de carbonat (calcit) și clorit (frecvent penin). Mineralele accesorii obișnuite sînt apatitul, titanitul și magnetitul (pl. III, fig. 1).

Institutul Geologic al României

Microdioritul porfiric din valea Borii prezintă un conținut ridicat în apatit (1%) individualizat în cristale idiomorfe de 0,2—0,3 mm, iar ivirile de pe Valea Mică conțin titanit neobișnuit de frecvent. În afara magnetitului a fost semnalată pe alocuri și prezența ilmenitului (valea Pietrelor).

Andezite. O parte din numeroasele apofize răspîndite în jurul intruziunii principale sînt alcătuite din andezit cu piroxen, andezit cu amfibol ± piroxen sau andezit cuarțifer. Dimensiunile reduse ale apofizelor explică, în parte, variația petrografică înregistrată. O situație aparte în cadrul rocilor banatitice andezitice ocupă andezitul cu biotit. Acesta apare în valea Șteampurilor și la izvoarele văii Fărăeștilor, dincolo de structura neogenă a vulcanului Caraciu.

Andezitul cu piroxen, andezitul cu amfibol și piroxen. Apropiate ca aspect macroscopic de microdiorite, andezitul cu piroxen și andezitul cu amfibol ± piroxen se caracterizează prin structură porfirică pronunțată, pastă abundentă, fin granulară, pilotaxitică. Plagioclazul în fenocristale de dimensiuni variabile (0,2/0,1—3,5/1,2) este pentru ambele subtipuri un andezin cu 35—48% An. Andezitul cu piroxen (valea Arsurii, aval de mina Arsurii) este foarte asemănător cu microdioritul porfiric cu piroxen, de care diferă numai structural prin granulația mai fină a pastei și prin frecvența mai redusă a fenocristalelor.

Andezitul cu amfibol ± piroxen este varietatea cea mai frecventă (culmea Borii, valea Naidii, valea Blidaru). Hornblenda verde, în fenocristale de 0,2/0,1—1,8/1 mm și în proporție de 10—20% prezintă frecvente calcitizări. Pe valea Blidarului, andezitul cu hornblendă ± piroxen este puternic afectat hidrotermal (silicifieri, cloritizări, carbonatări). Alături de fenocristale de hornblendă, andezitul poate cuprinde uneori cristale de augit în proporții apreciabile (pînă la 10%, în valea Borii).

Andezitul cu biotit, a fost încadrat rocilor banatitice pe baza considerentelor arătate într-un capitol anterior. Caracteristică acestui andezit este participarea în cantitate apreciabilă a biotitului care, alături de plagioclaz, se evidențiază pe fondul cenușiu (valea Șteampurilor) sau cenușiu-roșcat al rocii (valea Fărăeștilor).

În secțiuni subțiri, roca apare compusă dintr-o masă de bază felsitică, în proporție de 60—65% și din fenocristale de plagioclaz (23—25%) și biotit (5—10%). La andezitele din valea Șteampurilor au fost observate și fenocristale de cuarț (3—6%) și de hornblendă (8%). Ca mineral accesoriu se remarcă magnetitul în granule mărunte, dispersate în pasta rocii.

Institutul Geologic al României

Fenocristalele de cuarţ care sînt intens corodate de masa de bază ating uneori dimensiuni de 3—5 mm. Plagioclazul, cu compoziţia unui andezin acid, este uneori parţial albitizat, alteori transformat în calcit şi sericit. Apare maclat polisintetic şi prezintă o structură zonală cu recurenţe de compoziţie. Biotitul apare atît ca fenocristale cît şi în paete fine în masa de bază. Este în general proaspăt sau uşor decolorat, alături de fenocristalele de hornblendă mai mult sau mai puţin transformate în clorit şi calcit.

Filoanele din valea Şteampurilor, în special, corespund din punct de vedere al compoziţiei mineralogice unui andezit cuarţifer.

Andezitele cuarţifere au dezvoltare preferenţială mai la nordul perimetrului în zona satelor Cărăstău-Tătărăştii de Criş; formează înrădăcinări largi pe cursurile inferioare ale văilor Răchiţii şi Vălenilor.

Andezitul cuarţifer este cenuşiu, porfiric şi prezintă, în secţiuni subţiri o masă de bază pilotaxitică, în care plutesc fenocristale de plagioclaz, hornblendă, uneori piroxen şi cuarţ. Roca prezintă fenomene accentuate de sericitizare, cloritizare, carbonatare, argilizare. La alcătuirea masei de bază participă microlite de plagioclaz, cristale mici de hornblendă şi o oarecare cantitate de sticlă şi cuarţ; fenomenele de alterare maschează în parte componenţii primari.

Fenocristalele sînt substituite în întregime cu carbonat ± sericit ± minerale argiloase. Andezitul cuarţifer de pe valea Tătărăşti, unde substituirea s-a făcut numai parţial, plagioclazul relict apare albitizat. Cristalele melanocrate, în majoritate hornblendă, sînt complet pseudomorfozate de agregate de minerale argiloase în care plutesc solzi rari de sericit, plaje de clorit relict sau carbonat (valea Răchiţii) sau de carbonat (calcit) + sericit (valea Tătărăşti).

TABELUL 10

Constituenţi	%	Dimensiuni mm
Masa de bază	60—65	
Fenocristale:		
cuarţ	3—6	0,04—1
feldspat plagioclaz	18—20	0,2 —3
hornblendă	11—14	0,2 —2,5/1
piroxen	0—2	0,4 —1,5
magnetit	1	0,1 —0,3
apatit	sporadic	0,06—0,5

Institutul Geologic al României

Aplite. Rocile banatitice descrise sînt însoţite de diferenţiate filoniene acide slab reprezentate, indicînd o uşoară circulaţie magmatică reziduală. Separaţii aplitice filoniene cu grosimi reduse (20—40 cm) apar în masa microdioritelor şi granodioritelor de pe valea Tătărăştilor şi valea Izvorul Birtinului şi în rocile ofiolitice aproape de contactul cu intruziunile de pe valea Blidarului. Albicioase sau cu nuanţe roz, fin granulare, sub microscop aplitele apar ca o masă cuarţo-feldspatică fină, microlitică, în care se individualizează cristale rare şi largi (0,3—2 mm) de ortoză, oligoclaz, cuarţ xenomorf şi sporadice foiţe de biotit cloritizat. Au fost întîlnite şi varietăţi aplitice mărunt şi omogen granulare (0,1—0,5 mm) constituite dintr-un mozaic de cuarţ, ortoză şi oligoclaz; cuarţul şi ortoclazul formează numeroase concreşteri grafice (valea Tătărăştilor).

Caracterele chimice ale rocilor eruptive banatitice

Din cele cinci analize de silicaţi, primele trei au fost efectuate pe probe de diorite cuarţifere şi granodiorite din corpul intruziv principal, iar ultimile două (probele 4 şi 5) reprezintă an dezitele cuarţifere din corpurile subvulcanice de la Cărăstău şi respectiv din valea Şteampurilor. Compoziţia în oxizi a rocilor analizate rezultă din tabelul 11. Din acest tabel se remarcă faptul că atît dioritele cuarţifere cît şi andezitele cuarţifere se caracterizează printr-un conţinut ridicat de SiO_2, pe de o parte, iar pe de altă parte prin unele valori relativ crescute pentru MgO. CaO se menţine între limite relativ restrînse (3,08—4,83%).

Semnificative sînt şi conţinuturile în Na_2O care variază între 3,37 şi 4,45% şi de asemenea cele ale K_2O care apar mai ridicate la diorite şi granodiorite decît pentru rocile andezitice.

Din calculul parametrilor Niggli rezultă că proba 3 corespunde, într-adevăr, unei magme granodioritice, dar cu un deficit în *al* şi *alk* (în special în parametrul *k*) şi cu un oarecare exces al parametrului *fm* în raport cu tipul de magmă reprezentativ. Toate celelalte probe se încadrează la tipul de magmă cuarţ-dioritică (tab. 12).

Dioritele cuarţifere (nr. 1 şi nr. 2) manifestă, însă, unele afinităţi pentru o magmă leucomonzonitică. La andezitele cuarţifere se constată unele valori excedentare pentru *al* şi *mg* şi un slab deficit în parametrul *c*, iar în cazul probei 4, o valoare deficitară pentru *k*.

Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli (fig. 10) reflectă apartenenţa rocilor la seria de magme calco-alcaline.

Din diagrama *al-alk* (fig. 11) rezultă foarte bine că dioritele cuarţifere şi granodioritele se plasează în cîmpul magmelor cu alcalinitate inter-

Institutul Geologic al României

TABELUL 11

Compoziția chimică a rocilor eruptive banatitice

Nr. crt.	Roca analizată	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	$+H_2O$	$-H_2O$	CO_2	S	Total
1	Diorit cuarțifer (V. Birtinului)	60,88	15,75	3,34	2,32	3,12	0,09	4,44	3,58	3,24	0,79	0,21	0,91	0,67	0,21	urme	99,55
2	Diorit cuarțifer (D. Malului)	61,40	17,14	2,80	2,00	2,36	0,14	4,83	3,78	3,45	0,87	0,17	0,34	0,21	urme	0,06	99,55
3	Granodiorit (Gal. Arsurii)	63,05	15,66	2,30	2,45	2,42	0,16	4,70	3,68	3,10	0,63	0,20	0,52	0,28	0,55	urme	99,70
4	Andezit cuarțifer (Cărăstău)	60,80	18,75	3,38	2,58	3,80	0,03	3,08	4,45	1,08	0,67	0,13	0,92	0,15	0,44	0,03	100,29
5	Andezit cuarțifer cu biotit (V. Șteampurilor)	60,96	17,63	3,05	1,24	3,48	0,07	4,27	3,37	2,02	0,39	0,075	2,14	0,62	1,34	urme	100,65

Analiști: probele nr. 1 și 3 — A. Kizyk;
proba nr. 2 — Gh. Lahovari
probele nr. 4 și 5 — Florica Șoimaru

TABELUL 12

Parametri Niggli ai rocilor eruptive banatitice

Nr. crt.	Roca analizată	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*Qz*	Tipul de magmă
1	Diorit cuarțifer (V. Birtinului)	213	32,3	32	16,6	19,1	0,37	0,5	+37	cuarț-dioritică
2	Diorit cuarțifer (D. Malului)	215	35,4	26	18,0	20,0	0,37	0,47	+35	cuarț-dioritică
3	Granodiorit (Gal. Arsurii)	232	33,8	27,4	18,6	20,0	0,35	0,48	+52	granodioritică
4	Andezit cuarțifer (Cărăstău)	205	37,0	35	11,0	17,0	0,13	0,54	+37	cuarț-dioritică
5	Andezit cuarțifer cu biotit (V. Șteampurilor)	218	37,0	30,5	16,3	16,0	0,28	0,6	+54	cuarț-dioritică

Institutul Geologic al României

mediară, pe cînd andezitele cuarțifere se proiectează în domeniul magmelor sărace în alcalii dar foarte aproape de linia $alk = \frac{1}{2}\ al$.

Diagrama *al-fm* (fig. 12) pune în evidență caracterul izofal, peralfemic și semisalic al magmelor din care derivă rocile analizate. Punctele repre-

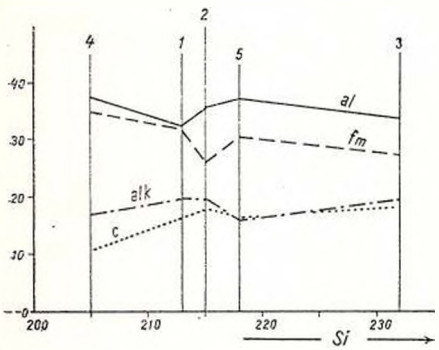


Fig. 10. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.

Diagramme de la variation des paramètres Niggli.

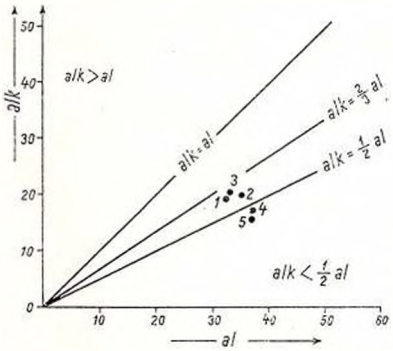


Fig. 11. — Diagrama *al-akl*.

Diagramme *al — alk*.

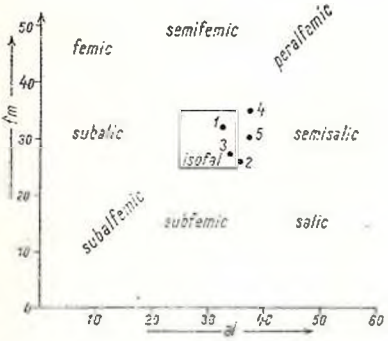


Fig. 12. — Diagrama *al-fm*.

Diagramme *al-fm*.

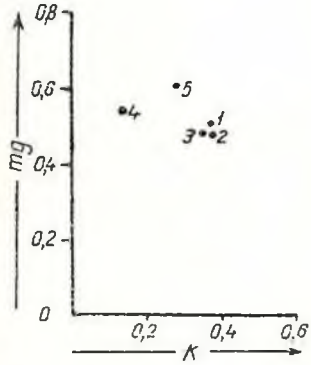


Fig. 13. — Diagrama *k—mg*.

Diagramme *k-mg*.

zentative ale rocilor analizate se înscriu în diagrama *k-mg* într-un cîmp definit de diagonalele 0,6 $k—0{,}6\ mg$ și 0,9 $k—0{,}9\ mg$, probele 1,2 și 3 plasîndu-se, detașat, înspre domeniul magmelor al căror parametru k este mai mare (fig. 13).

Structura corpului intruziv principal și unele situații observate în aflorimente, coroborate cu caracterele petrochimice comentate mai sus, conduc la concluzia că rocile banatitice din zona Birtin-Caraciu provin

Institutul Geologic al României

dintr-o magmă cuarţ-dioritică. Ele aparţin unor veniri succesive de magmă în curs de diferenţiere. Evoluţia acestei magme respectă, în general, linia dedusă de Giuşcă, Cioflica şi Savu (1966) în cadrul larg al provinciei banatitice şi anume: un prim sens, spre termeni acizi şi peracizi (granodiorite, aplite), iar al doilea, către termeni de compoziţie intermediară (microdiorite, andezite).

Caracterele petrografice ale vulcanitelor neogene

Rocile generate de vulcanul Caraciu se pot grupa în trei tipuri petrografice şi anume: andezitul piroxenic, andezitul amfibolic şi andezitul cuarţifer. La acestea se mai adaugă o gamă de produse piroclastice: brecii, tufuri lapilice şi cinerite.

Succesiunea erupţiilor acestor vulcanite, începînd cu termeni relativ mai bazici şi sfîrşind cu termeni de compoziţie mai acidă, exprimă, între anumite limite, un sens normal de evoluţie a activităţii vulcanice, fapt cunoscut de altfel şi la alţi centri eruptivi din Munţii Metaliferi: la aparatul vulcanic de la Săcărîmb, la vulcanii Hondol-Făeragul, Măgura şi Măcieşul, precum şi la aparatul vulcanic Barza.

Andezitul cu hipersten şi augit sau „andezitul piroxenic de Cărăcel" reprezintă un tip petrografic mai puţin comun între vulcanitele de aceeaşi vîrstă din Munţii Metaliferi. Este o rocă de culoare cenuşie clară, uneori cu o slabă pigmentaţie roşcată, în care se remarcă prisme de piroxen bine dezvoltate, de 2—4 mm. Din punct de vedere mineralogic acest andezit se caracterizează prin asocierea feldspatului plagioclaz cu hiperstenul şi cu augitul. În masa de bază felsitică sau mărunt grăunţoasă se mai remarcă uneori cristale mărunte de cuarţ, magnetit şi sporadic apatit. Raporturile procentuale şi dimensiunile mineralelor rezultă din tabelul 13.

TABELUL 13

Mineralul	Limite de participare %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	34—35	0,25/0,1 — 0,6/0,25 (microlit) 1,52/0,5—1,7/1,2 (fenocrist)
Hipersten	5—8,5	0,28/0,08; 0,75/0,15 ;2/0,75
Augit	6—7,6	0,2/0,07; 1,25/0,5 ;3,15/1,75.
Magnetit	1—3	0,1 —0,5
Apatit	0,3	0,1/0,03
Pastă	46—52	—

Institutul Geologic al României

Plagioclazul domină net asupra mineralelor feromagneziene conferind rocii un caracter leucocratic. Aceasta presupune o eventuală segregare în bazinul magmatic, mai înaintea erupţiilor vulcanice. Andezitul piroxenic ar putea proveni, în această situaţie, dintr-un nivel superior al camerei magmatice în curs de diferenţiere, nivel relativ mai îmbogăţit în cristale de feldspat.

Cristalele de plagioclaz au dimensiuni variate, sînt maclate polisintetic şi prezintă frecvent structuri zonare cu unele recurenţe de compoziţie. Fenocristalele zonate au nucleul puţin dezvoltat şi numeroase inele fine de creştere, al căror număr poate depăşi uneori cifra de 30, indicînd, probabil, oscilaţiile regimului termodinamic din timpul cristalizării lor din magmă. În general, cristalele au compoziţia andezinului cu 35—48% An; la unele fenocristale, nucleul mai bazic are compoziţie de labrador cu 55—60—65% An, iar zonele periferice, un andezin acid (30%) An).

Hiperstenul se prezintă în fenocristale dezvoltate şi ca microlite cu pleocroism evident. Unele cristale au o coroană subţire de reacţie magmatică, altele sînt parţial transformate în bastit. În general piroxenul rombic participă într-o proporţie variabilă la compoziţia rocii; de regulă predomină asupra piroxenului monoclinic.

Augitul apare sub formă de fenocristale şi microlite cu habitus scurt prismatic şi cu secţiuni bazale octogonale. Se caracterizează printr-un unghi de extincţie aproximativ constant, de 45°, şi prezintă adeseori o maclaţie după (100) şi (010). Piroxenul monoclinic participă într-o proporţie mai uniformă la compoziţia rocii faţă de cel rombic. În mod accidental au fost determinate cristale de pigeonit şi hornblendă resorbită magmatic.

Magnetitul şi apatitul apar atît în masa de bază cît şi ca incluziuni în piroxen (pl. III, fig. 2).

Andezitul amfibolic sau „andezitul de Caraciu" propriu-zis prezintă asemănări petrografice cu andezitul de Barza şi cu andezitul de Făerag de la Hondol. În cadrul acestui tip petrografic sînt cuprinse de fapt trei varietăţi andezitice şi anume: andezitul cu hornblendă verde, andezitul cu hornblendă brună şi andezitul cu hornblendă resorbită, fiecare marcînd o anumită etapă de erupţie a uneia şi aceleiaşi magme. În comparaţie cu andezitul piroxenic de Cărăcel, termenii amfibolici se caracterizează printr-un conţinut mai ridicat în minerale melanocrate, îndeosebi în hornblendă care, în cîteva cazuri, poate depăşi proporţia de 16% din masa rocii. Trăsătura comună a celor trei varietăţi andezitice o constituie prezenţa fenocristalelor dezvoltate de plagioclazi ale căror dimensiuni ating şi depăşesc uneori 6—7 mm. Astfel de fenocristale, deşi cu o frec-

Institutul Geologic al României

venţă redusă, se remarcă pe fondul cenuşiu-închis sau roşcat al rocilor, accentuîndu-le structura porfirică . Compoziţia plagioclazului se menţine, de regulă, aceeaşi la toate trei varietăţile de andezit. Ceea ce le deosebeşte însă, este modul de prezentare al hornblendei şi eventual gradul de participare al piroxenului monoclinic. Compoziţia mineralogică, raporturile cantitative şi dimensiunile mineralelor sînt rezumate în tabelul 14.

TABELUL 14

Componenţi minerali	%	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	25—27	0,22/0,08 ; 2,9/1,75 ; 4,25/2
Cuarţ	0—1	0,08—0,13
Hornblendă	10—16	0,25/0,08 ; 1,8/0,3 ; 2,5/0,7
Augit	0—6	0,1—0,6/0,3
Hipersten	0—2	0,1—0,6/0,3
Magnetit ± hematit	2—3	0,05—1
Apatit	<1	0,08 ;0,18/0,1
Masa de bază	53—60	

„Prototipul" acestor vulcanite este andezitul cu hornblendă verde care aflorează sub formă de curgeri de lavă în versantul estic al masivului Caraciu (în pîrîul Ulman şi pîrîul Găunilor) sau sub forma unor dike-uri modeste în valea Şteampurilor şi alcătuieşte o cupolă extrusivă în versantul din dreapta al aceleiaşi văi. Acest andezit se caracterizează printr-o culoare cenuşie sau cenuşie-negricioasă şi printr-o structură porfirică determinată de fenocristalele de plagioclaz şi de prismele mai mici, aciculare, de hornblendă. Cristalele de hornblendă marchează adesea o textură de curgere.

Componenţii mineralogici principali sînt feldspatul plagioclaz şi hornblenda verde cu care se asociază uneori puţin cuarţ, augit şi sporadic hipersten. Ca minerale accesorii apar magnetitul şi apatitul. Masa de bază are o structură hialopilitică sau pilotaxitică (pl. III, fig. 3).

Cuarţul a fost remarcat în puţine secţiuni subţiri şi numai sub formă de cristale mărunte cuprinse în masa de bază.

Feldspatul plagioclaz se prezintă în cristale idiomorfe, unele fiind fisurate sau fragmentate în timpul erupţiei vulcanice. Pe lîngă fenocristalele şi microlitele de feldspat se remarcă şi cristale cu dimensiuni intermediare; ultimile două categorii au, dealtfel, frecvenţa cea mai mare. Ele corespund la trei etape diferite de cristalizare a mineralelor din magmă. Plagioclazul evidenţiază o zonare de creştere cu nucleul de compoziţie

Institutul Geologic al României

mai bazică şi cu numeroase inele subţiri, mai sodice, cu recurenţe de compoziţie. La cristalele de plagioclaz se remarcă de asemenea o maclaţie polisintetică şi complexă după legile albit şi albit-Karlsbad. Compoziţia cristalelor, determinată prin metoda unghiului maxim de extincţie, este variabilă şi corespunde, în general, unui andezin cu 33—47% An, şi respectiv unui labrador cu 50—53—56% An. Microlitele au de regulă compoziţia andezinului (37—46% An) dar s-au remarcat şi microlite mai bazice, cu 50—53% An, atît la andezitul cu hornblendă verde cît şi la celelalte două varietăţi andezitice.

Hornblenda apare în cristale prismatice alungite, cu o coroană subţire de reacţie magmatică. Unele cristale mai mici sînt complet opacitizate. Este o hornblendă verde cu pleocroism caracteristic şi unghiul de extincţie ($c:ng$) de 15—16°; fenocristalele de hornblendă prezintă adeseori incluziuni de feldspat, apatit şi mai rar piroxen monoclinic.

Augitul a fost remarcat în proporţie redusă şi numai în unele aflorimente ale curgerilor de lavă, în special în cele din zona galeriei Ulman. Acest mineral apare mai frecvent sub formă de microlite, cristalele mai dezvoltate întîlnindu-se sporadic. Se prezintă în prisme scurte, unele cristale fiind maclate. Unghiul de extincţie oscilează între 40—45°.

Hiperstenul însoţeşte uneori augitul dar este cu totul subordonat piroxenului monoclinic. Apare mai ales în cristale mici, microlitice, cu pleocroism caracteristic.

Magnetitul formează cristale mărunte, izometrice, diseminate în masa de bază sau în coroanele de reacţie magmatică ale hornblendei.

Apatitul are o frecvenţă scăzută (sub 1%) şi se prezintă în cristale fine, aciculare, prinse în masa de bază şi ca incluziuni în hornblendă.

Andezitul cu hornblendă brună [21] apare cel mai reprezentativ în aflorimentele din valea Luncii (Unguroiului) şi în ambii versanţi ai acestei văi. Megascopic se prezintă cenuşiu-negricios, porfiric, întrutotul asemănător andezitului descris anterior. Examinată la microscop roca apare constituită din feldspat plagioclaz şi hornblendă brună, minerale care sînt cuprinse într-o masă fundamentală cu structura pilotaxitică sau hialopilitică şi uneori cu aspect intersertal, datorită dispoziţiei baghetelor de plagioclaz.

Cuarţul se remarcă sporadic şi numai sub formă de cristale mici înglobate în masa de bază.

[21] Corespunde, în parte, rocii denumită de Angela Rafalet „andezitul cu oxihornblendă".

Institutul Geologic al României

Hornblenda apare atît ca fenocristale cît şi ca microlite. Unele cristale prezintă o margine subţire opacitizată, la altele a fost observată o zonare de creştere datorită repetării mai multor inele de reacţie magmatică. Mineralul prezintă un pleocroism caracteristic în tonuri de brun-roşcat şi galben şi unghiul de extincţie ($c : ng$) de 5—10°.

Andezitul cu hornblendă resorbită aflorează pe flancurile masivului Caraciu sub formă de curgeri de lavă şi ca „lave cu blocuri" şi alcătuieşte umplutura neckului vulcanic, aşa cum s-a mai arătat într-un capitol anterior. Acest andezit a fost delimitat cartografic datorită unei pigmentaţii roşcat-hematitice prezente atît în masa de bază cît şi pe cristalele de hornblendă. Compoziţia mineralogică se menţine în linii generale aceeaşi ca pentru andezitul cu hornblendă brună, la care se mai adaugă, uneori, piroxenul. În curgerile de lavă, cristalele de hornblendă sînt total sau aproape total opacitizate ; relictele de hornblendă brună care se mai remarcă uneori în centrul cristalelor opacitizate au un unghi de extincţie foarte mic, de numai cîteva grade. Atît magnetitul ca mineral accesoriu în masa de bază hialopilitică sau felsitică, cît şi magnetitul provenit prin resorbţia magmatică a hornblendei apare transformat total sau aproape total în hematit, ceea ce explică dealtfel coloraţia roşcată a rocii (pl. III, fig. 4).

Andezitul din neckul vulcanic se caracterizează printr-o structură microgrăunţoasă a masei de bază. Ea apare formată din microlite de plagioclaz, piroxen, granule de minerale opace şi puţin apatit, iar în interstiţii un material felsitic. Este remarcabil faptul că în neckul vulcanic resorbţia magmatică a hornblendei este mai avansată decît în curgerile de lavă ; relictele de hornblendă brună sînt aici o excepţie. De regulă hornblenda apare substituită printr-un agregat pseudomorf de magnetit parţial martitizat, augit, pigeonit şi feldspat plagioclaz. Pigeonitul apare mai ales în conturele hornblendei înlocuite, sub formă de cristale mici cu habitus prismatic. Mineralul prezintă o dispersie înclinată caracteristică, unghiul 2V mic şi semnul optic biax pozitiv.

Augitul este prezent atît ca microlite formate pe contul hornblendei, cît şi în masa de bază sub formă de cristale ceva mai dezvoltate. Tot în masa fundamentală se mai remarcă hiperstenul, în cristale mici, prismatice, unele cu o coroană de augit. Granulele de magnetit din masa de bază sînt şi ele martitizate, procesul de oxidare afectînd mai întîi zonele marginale ale cristalelor. Apatitul devine mai frecvent în neckul vulcanic decît în curgerile de lavă şi se prezintă în cristale mai mari.

Institutul Geologic al României

În caracterizarea celor trei aspecte petrografice ale andezitului de Caraciu a fost subliniat un proces interesant de reacţie magmatică a hornblendei.

Este cunoscut că mineralele care conţin radicali oxidrili, cristalizate „intrateluric", în cazul de faţă hornblenda, devin instabile în condiţii de presiune scăzută şi în absenţa volatilelor. „Dacă lava în expansiune se răceşte destul de lent pentru ca fenocristalele de hornblendă să aibă timp să se adapteze noilor condiţii vulcanice, acestea pierd apa moleculară şi adeseori reacţionează cu pasta (topitura) înconjurătoare pentru a da o asociaţie de minerale stabile în noile condiţii" (R i t t m a n n, 1963). Este cazul procesului desăvîrşit în neckul vulcanului Caraciu prin care hornblenda a fost descompusă într-un agregat de plagioclaz, augit, pigeonit şi magnetit. În lumina datelor experimentale ale lui E u g s t e r, comentate de T u r n e r şi V e r h o o g e n (1967), acest proces presupune nu numai scăderea presiunii totale şi a tensiunii vaporilor de apă dar şi creşterea bruscă a presiunii parţiale a oxigenului care se manifestă prin oxidarea fierului în stare ferică. La andezitul de Caraciu aceasta se traduce în primul rînd prin martitizarea parţială sau totală a magnetitului. Procesul de oxidare a afectat un volum impresionant de „pyromagmă" în decursul activităţii vulcanice persistente. Aceasta se deduce din stivele groase de lave şi piroclastite la care dezvoltarea hematitului este o notă caracteristică. În neckul vulcanic efectul acestui proces a fost remarcat pe o diferenţă de nivel pe aproximativ 400 m din vîrful Caraciului pînă la nivelul galeriei Ulman.

Este de remarcat, de asemenea, faptul că distribuţia andezitului cu hornblendă resorbită corespunde în mare parte zonelor cu anomalii de magnetizare inversă, descoperite de R o m a n e s c u (1963) pe aparatul vulcanic Caraciu. Interesante sînt observaţiile că inversiunea cîmpului magnetic afectează atît neckul vulcanic cît şi curgerile de lavă şi faptul că în partea de est a „înrădăcinării" lavele sînt magnetizate normal, ceea ce corespunde andezitelor cu hornblendă verde.

Coincidenţa celor două imagini ale fenomenelor: cel mineralogic, exprimat prin resorbţia hornblendei cu oxidarea magnetitului, şi cel geofizic, caracterizat prin inversiunea cîmpului magnetic, sugerează ipoteza unei aceleiaşi cauze. Procesul de oxidare al magmei în expansiune ni se pare cauza unică cea mai probabilă a celor două categorii de fenomene.

Institutul Geologic al României

Andezitul cuarţifer poate fi comparat cu andezitul de la Hondol, cu andezitul din masivul Stogul, situat aproape de Hărţăgani şi cu unii termeni cuarţiferi ai andezitului de Barza.

În cadrul aparatului vulcanic Caraciu, andezitul cuarţifer alcătuieşte o cupolă extrusivă şi o serie de dike-uri şi corpuri subvulcanice neregulate, distribuite mai ales pe valea Şteampurilor şi în Măgura Ţebii. Majoritatea corpurilor subvulcanice sînt propilitizate. În masa lor, în special în apropierea contactelor, au fost observate numeroase enclave de roci ofiolitice şi subordonat enclave de microdiorite cuarţifere, ultimile aparţinînd, foarte probabil, unor corpuri banatitice intruse în rocile din fundament. Majoritatea enclavelor au dimensiuni centimetrice şi numai cu totul excepţional ele pot atinge 30 cm sau mai mult. La unele corpuri subvulcanice de andezit cuarţifer se remarcă o textură rubanată, determinată de o serie de benzi mai bogate în minerale feromagneziene care alternează cu benzi în care atari minerale au o densitate mai redusă. Aceste benzi sînt, de regulă, conforme cu contactele de intruziune care gravitează spre NW sau SW.

Roca prezintă o structură porfirică datorită mai ales fenocristalelor de plagioclaz şi hornblendă care apar înglobate într-o masă fundamentală de culoare cenuşie sau verzuie, în cazul andezitului propilitizat. Mai puţin evident este cuarţul, iar biotitul se remarcă numai la unele corpuri eruptive andezitice. În ceea ce priveşte compoziţia mineralogică, roca se caracterizează, aşa dar, prin asocierea feldspatului plagioclaz şi hornblendei cu cuarţul şi mai puţin cu biotitul. Ca minerale accesorii participă apatitul, oxizi metalici (magnetit) şi cu totul sporadic zirconul. Masa de bază este predominant felsitică şi uneori microgrăunţoasă. Compoziţia mineralogică şi dimensiunile mineralelor rezultă din tabelul 15.

Feldspatul plagioclaz prezintă , obişnuit, o maclaţie polisintetică şi complexă (*ab* + *K*). La cristalele zonate se remarcă un nucleu slab dez-

TABELUL 15

Componenţi mineralogici	%	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	25 —27	0,3/0,12 ; 1,0/0,7 ; 4,2/1,75
Cuarţ	2,5 — 5	0,25/0,12 ; 1/1,4
Hornblendă	7 —11	0,4/0,12 ; 3/0,8
Biotit	0 — 3	0,2/0,35 ; 1,12/0,63
Apatit	0,25— 1	0,28/0,1 ; 0,45/0,30
Zircon	<0,25	0,1
Minerale opace (magnetit)	0,25—15	0,12 ; 0,45/0,3
Pastă (masa de bază)	52 —60	

Institutul Geologic al României

voltat și zone cu grosime variabilă, în unele cazuri cu recurențe de compoziție. Fenocristalele corespund, în linii generale, unui andezin cu 37—42—50% An. Mai rar au fost remarcate cristale de labrador a căror compoziție ajunge la 54% An. Microlitele au însă caracter mai acid, compoziția lor variind între 27 și 37% An.

Treiber (1963), care s-a ocupat cu studiul feldspatului plagiclaz din andezitul din Măgura Țebii, constată unele deosebiri atît în ceea ce privește frecvența legilor de maclă, cît și în ceea ce privește zonalitatea cristalelor de feldspat din unele corpuri eruptive în raport cu altele. Aceste constatări îl conduc pe autor la presupunerea că „intruziunile filoniene" din Măgura Țebii s-au format din același cuptor magmatic însă nu s-au intrus simultan ci unele după altele, după o oarecare schimbare a compoziției chimice a magmei. Presupunerea pare interesantă deoarece concordă cu ipoteza dedusă de noi pe baza observațiilor de teren, că andezitul cuarțifer a fost pus în loc în cel puțin două momente eruptive: primul, înaintea breciei vulcanice din Măgura Țebii și al doilea, după formarea acestei brecii.

Cuarțul este mereu prezent dar într-o proporție care nu depășește 5% din masa rocii. El apare în cristale mărunte și cu dimensiuni intermediare, corodate de magmă.

Cristalele de hornblendă prezintă o coroană subțire de reacție magmatică, uneori repetată pe 2 sau 3 zone de creștere. Unele cristale apar maclate. Este o hornblendă verde, cu unghiul de extincție de 16—19°.

Biotitul lipsește din unele corpuri eruptive iar în altele este prezent dar în cantități reduse, rareori depășind 3%. Cristalele mai dezvoltate prezintă o margine subțire opacitizată, pe cînd cristalele mici, microlitice, au conture cristalografice proprii.

Apatitul apare atît în masa de bază cît și sub formă de incluziuni în hornblendă. Este remarcabil faptul că în corpurile de andezit cuarțifer apatitul devine mai frecvent și în cristale mai dezvoltate.

Zirconul se întîlnește cu totul sporadic, sub formă de cristale fine incluse în mineralele femice sau înglobate în pastă. Tot în masa de bază se remarcă o pulbere de oxizi metalici, în principal magnetit (pl. IV, fig. 1).

Brecia eruptivă din Măgura Țebii reprezintă un aspect interesant de rocă formată într-un canal de explozie vulcanică. Prezența sa a fost consemnată încă din 1906 de către Papp. Autorul menționează, după Szemper, că brecia constituie „restul unui coș vulcanic în care s-a întîlnit ultima erupție de andezit". Dar brecia eruptivă nu se mărginește la ceea ce Papp apoi Ghițulescu și Socolescu (1941) și

Institutul Geologic al României

alţi autori denumesc „stokul de la Ţebea" sau „stokul Petru-Pavel din Măgura Ţebii". Acesta din urmă reprezintă o reţea de filoane subţiri (un tip de volbură) şi numai local el îmbracă aspectul de „coloană de brecie mineralizată" sau un pseudostok, pe cînd brecia eruptivă are o dezvoltare cu mult mai largă. Ea aflorează pe mai bine de 400 m în pîrîul Haldinii (Stocului) şi a fost interceptată cu galeria Adam cea nouă şi cu galeria Emilia pe o diferenţă de nivel de aproximativ 150 m. Reprezintă un „coş de brecie" cu contur neregulat mai alungit pe direcţia NNW-SSE, şi înclinînd spre vest, conform înclinării majorităţii corpurilor andezitice cuarţifere. Acest coş de brecie răzbate prin fundamentul de roci ofiolitice mezozoice şi prin stivele de piroclastite neogene, dislocînd porţiuni din corpurile subvulcanice de andezit cuarţifer consolidate anterior. La rîndul său brecia este străbătută de două dike-uri andezitice cuarţifere, dintre care unul este vizibil în pîrîul Haldinii.

Brecia eruptivă se compune din elemente colţuroase şi semirotunjite de andezit amfibolic şi din andezit cuarţifer de vîrstă neogenă, din fragmente de bazalte şi dolerite, aparţinînd complexului ofiolitic mezozoic, la care se asociază sporadice fragmente de microdiorite cuarţifere de proveniență banatitică. Dimensiunile fragmentelor variază de la 3 la 20 cm, ajungînd în mod excepţional pînă la 50 cm sau mai mult. Cimentul breciei este alcătuit în cea mai mare parte din andezit cuarţifer cu hornblendă verde. În matricea de „lavă" andezitică cu structură felsitică se remarcă, la examenul microscopic, cristale şi fragmente de cristale de plagioclaz şi hornblendă şi mai rar fragmente de sticlă vulcanică. Fragmentele andezitice din brecie au adeseori marginile confuze, uşor sudate (pl. IV, fig. 2).

Roca apare masivă, cu aspect de monolit şi separată în blocuri poliedrice prin sisteme regulate de diaclaze. Afectată de propilitizare, brecia prezintă o structură mozaicată (pătrată) datorită comportării diferenţiate a elementelor, după natura lor petrografică, în reacţia cu fluidele postmagmatice. Dispoziţia orientată a elementelor breciei, pe unele zone, determină o textură quasi paralelă. În zona de contact vestică, pe cîţiva zeci de metri, cimentul breciei apare constituit dintr-un material cineritic şi din sfărîmături de roci. Strict la limita cu corpurile subvulcanice andezitice, predominante sînt elementele de andezit cuarţifer. Brecia eruptivă din Măgura Ţebii constituie, aşadar, un „coş de brecie" cu structura compusă : pe unele zone marginale apare o brecie cu ciment heterogen, iar în restul masei, o „brecie cu ciment de lavă". Formarea acestui tip de brecie presupune o explozie vulcanică tardivă, după instalarea unora din cor-

Institutul Geologic al României

purile subvulcanice de andezit cuarţifer, urmată de noi pulsaţii de magmă pe canalul creat.

Rocile piroclastice. Manifestările explozive din primele faze de erupţie ale vulcanului Caraciu au generat un volum apreciabil de piroclastite. Depozitele formate în zona aparatului vulcanic depăşesc pe alocuri 100 m, iar cele de la Mesteacăn şi de la nord de Crişul Alb măsoară grosimi de zeci de metri, deşi o mare parte din aceste depozite a fost distrusă de eroziune.

Predominante sînt piroclastitele grosiere şi tufurile lapilice şi numai subordonat se individualizează fracţiunea mai fină, de cinerite psamitice. La unele stive mai groase se remarcă sortarea granulometrică a materialului vulcanogen, pusă în evidenţă mai ales de intercalaţiile stratiforme de cinerite în masa tufurilor lapilice. Aceasta este cauzată, în primul rînd, de variaţia intensităţii fenomenelor explozive.

După natura elementelor componente au fost separate : tufuri polimictice ; brecii şi tufuri lapilice cu elemente de andezit piroxenic ; brecii şi tufuri cu elemente de andezit amfibolic ; brecii şi tufuri mixte ; cinerite cu piroxen ; cinerite cu amfibol.

Pe lîngă acestea sînt de menţionat lavele cu blocuri sau „lavele piroclastice" care apar de o parte şi de alta a vîrfului Caraciu, în special în cursul superior al văii Luncii şi a pîrîului Găunilor. Acestea constau dintr-un amestec heterogen de fragmente andezitice şi subordonat material cineritic, încorporate în curgeri de andezite cu hornblendă resorbită.

Tufurile polimictice formează un banc de 15—20 m compus în cea mai mare parte din tufuri psefitice, cu cîteva intercalaţii mai fine psamitice. În valea Şteampurilor tufurile polimictice se dispun direct peste fundamentul de roci ofiolitice mezozoice şi sînt străbătute de andezite cuarţifere mai noi. La alcătuirea acestor tufuri participă fragmente de roci de natură diferită, ale căror dimensiuni sînt cuprinse în general între 1—5 cm, rareori mai mari, şi un ciment cineritic compact de culoare albicioasă verzuie. Elementele sînt reprezentate preponderent prin roci din complexul ofiolitic : bazalte, tufuri bazaltice, „porfirite" cu biotit, „porfire roşii", jaspuri, la care se asociază numeroase elemente de cuarţ rulat, provenind din depozitele miocene şi bineînţeles fragmente de andezite neogene.

Natura poligenă a elementelor componente şi poziţia acestui tuf în baza vulcanitelor neogene sînt argumentele care au condus la concluzia că el reprezintă primul sau mai bine zis, unul din primii termeni eruptivi ai vulcanului Caraciu.

Institutul Geologic al României

Breciile cu elemente de andezit piroxenic sînt cel mai bine reprezentate în dealul Cărăcel unde formează o stivă cu grosimi de zeci de metri. Roca are o culoare cenușie și se caracterizează printr-o structură psefitică grosieră. Elementele breciei sînt colțuroase și slab rotunjite și prezintă dimensiuni ce variază între 5 și 30 cm; în mod excepțional blocurile pot atinge 1,5 sau chiar 2 m. Sînt reprezentate aproape exclusiv prin andezitul cu hipersten și augit. Cimentul breciei constă dintr-un material cineritic lito-cristaloclastic sau cristalo-vitroclastic în care sînt înglobate și fragmente lapilice de roci andezitice. În compoziția matricei participă fragmente fine de lavă felsitică alături de cristale de plagioclaz, augit, hipersten și sporadic hornblendă opacitizată, ceva oxizi de fier și sticlă vulcanică (pl. IV, fig. 3).

La piroclastitele din dealul Țuclui au fost observate efectele unui proces de refuziune „*in situ*" exprimat prin transformarea în sticlă a unei părți din masa de bază a fragmentelor și a cimentului breciei. Efectul este, se pare, caracteristic rocilor din preajma craterelor vulcanice și se datorează degajării gazelor vulcanice fierbinți prin fisurile și porii rocilor deja consolidate .

Tufurile lapilice cu elemente de andezit piroxenic s-au remarcat atît în baza stivei de brecii din dealul Cărăcel, imediat peste sedimentele miocene, cît și sub forma unor intercalații în masa breciei piroclastice.

În categoria breciilor cu elemente de andezit amfibolic se poate separa o varietate de brecie cu ciment cenușiu și o a doua, la care cimentul apare roșcat, hematitic. Prima, aflorează în dealul Ticerii sub forma unui banc de 8—10 m dispus peste o curgere de andezit amfibolic de Caraciu. La alcătuirea acestei brecii participă elementele de andezit amfibolic cenușiu (de tipul andezitului cu hornblendă verde) și subordonat fragmente de roci bazaltice din fundament, respectiv fragmente rulate de cuarț din pietrișurile miocene. Dimensiunile fragmentelor variază de la 2—15 cm, unele blocuri de andezit putînd atinge chiar 0,8 m sau mai mult. Cimentul breciei, care este de natură cineritică, apare cenușiu-albicios, compact și conține cristale aciculare de hornblendă.

Cea de a doua varietate de brecie se încadrează la erupțiunile de andezite cu hornblendă resorbită. Ea are o dezvoltare apreciabilă în Măgura Țebii, la Mesteacăn, și a fost recunoscută și la Valea Bradului repauzînd peste un pachet de tufuri dacitice care provin de la un alt centru eruptiv. Nota caracteristică a acestor brecii piroclastice este dată de ele-

Institutul Geologic al României

mentele de andezit cu hornblendă opacitizată prinse într-un ciment cineritic roşcat.

Tufurile lapilice care însoţesc aceste brecii conţin pe lîngă elementele de andezit cu hornblendă resorbită, cristale şi fragmente de cristale de plagioclaz, uneori piroxen şi sporadic fragmente de roci banatitice rupte din fundament.

Breciile mixte formează bancuri masive pe creasta de la vest de masivul Caraciu şi sînt, de asemenea, bine reprezentate în dealul Runcului, la Mesteacăn. Elementele componente au dimensiuni diferite. Predominante sînt fragmentele de 5—10—30 cm dar unele blocuri ating 1 m şi chiar mai mult. Caracteristic este faptul că în această brecie participă atît elemente de andezit cu hipersten şi augit (andezitul de Cărăcel) cît şi cele de andezit roşcat cu hornblendă resorbită (andezitul de Caraciu). Matricea breciei, ca de altfel şi a tufurilor lapilice însoţitoare, este un cinerit lito-cristaloclastic în care, în afară de fragmentele de roci andezitice, se mai remarcă şi aici fragmente de microdiorite banatitice.

În ceea ce priveşte depozitele de cinerite cu amfibol, acestea apar mai ales ca separaţii stratiforme în stivele de piroclastite mai grosiere din dealul Măgura Ţebii şi din Pîrîul lui Ulman. Au o culoare albicioasă sau gălbuie, sînt compacte şi prezintă o structură psamitică. La examenul microscopic roca prezintă mai frecvent caracterul litocristaloclastic, determinat de prezenţa fragmentelor de andezit amfibolic (de 0,2—4,5 mm) alături de cristale de plagioclaz şi hornblendă şi subordonat minerale opace, iar în interstiţii, sticlă vulcanică parţial argilizată.

Cineritele cu piroxen au fost remarcate pe Pîrîul lui Ulman şi în valea Luncii, la partea inferioară a curgerilor de andezite amfibolice. Aceste cinerite se caracterizează prin participarea într-o proporţie mai mare a cristalelor de augit alături de cele de plagioclaz, la care se adaugă fragmente mărunte de roci andezitice şi puţină sticlă vulcanică parţial sau total cloritizată. Roca prezintă caracterele unui tuf cristaloclastic (tuf de cristale). Parte din cristalele de augit ar putea proveni, eventual, din rocile bazaltice din fundament.

Metamorfismul hidrotermal al rocilor eruptive neogene

Procesele de natură hidrotermală survenite după stingerea activităţii eruptive a vulcanului Caraciu au cauzat variate transformări mineralogice în rocile vulcanice neogene. Mai puţin au fost afectate rocile sedimentare şi cele eruptive mai vechi.

Institutul Geologic al României

Acţiunea acestor procese s-a făcut simţită în cadrul unei zone bine determinată, situată în partea nordică a aparatului vulcanic. Această zonă, care are o lungime de aproximativ 4 km pe direcţia NW—SE, poate fi urmărită din valea Răchitei în valea Luncii şi pe flancul nordic al Caraciului; ea se continuă spre sud-est în valea Şteampurilor şi în Măgura Ţebii unde prezintă dezvoltarea cea mai largă, lăţimea ei depăşind aici 400 m. În continuare, efectul acestor procese se reduce treptat, ultimile indicii remarcîndu-se în cursul superior al văii Lungi.

Principalele aspecte de transformare hidrotermală a rocilor eruptive neogene sînt propilitizarea şi sericitizarea. Cu cel din urmă aspect se asociază uneori adularizarea, silicifierea şi argilizarea.

Propilitizarea afectează în special corpurile eruptive de andezit cuarţifer din Măgura Ţebii şi din versanţii văii Şteampurilor, inclusiv brecia vulcanică din pîrîul Stocului. Acest proces autometamorfic este mai slab exprimat în andezitul amfibolic de Caraciu *s.s.* În orice caz el nu trebuie identificat cu opacitizarea hornblendei şi generalizat în tot cuprinsul neckului vulcanic, aşa cum presupun unii autori.

La unele corpuri subvulcanice propilitizarea îmbracă un caracter quasi-uniform, indiferent că atari corpuri eruptive se situează în cîmpul cu mineralizaţii sau în afara lui, aşa cum se situează, de exemplu, un dike de andezit propilizat din valea Şteampurilor, aproape de satul Ţebea.

În alte situaţii, acest proces a afectat numai o parte din corpurile eruptive. Este cazul cupolei de andezit cuarţifer din valea Şteampurilor, în care transformarea se limitează la jumătatea ei dinspre nord.

Din punct de vedere mineralogic, propilitizarea rocilor andezitice de la Caraciu constă din înlocuirea pseudomorfă a hornblendei prin pennin, epidot şi calcit (pl. IV, fig. 4). Plagioclazul se păstrează în starea primară sau este şi el parţial transformat în calcit şi epidot. Pirita intervine în conturele hornblendei, mai ales pe coroanele opacitizate şi mai puţin în masa de bază. Remarcabilă este dezvoltarea epidotului în brecia vulcanică propilitizată, şi anume, pe componentele mai bogate în calciu.

Acest proces se situează indiscutabil într-o fază mai timpurie faţă de cel al sericitizării şi de asemenea anterior metalogenezei aurifere.

Punctul de vedere potrivit căruia propilitizarea constă într-un proces de hidratare la temperaturi şi presiuni ridicate a rocilor deja consolidate, cu participarea CO_2 şi H_2S (Ianovici et al., 1969) pare să explice cel mai satisfăcător geneza acestui tip de transformare.

Sericitizarea afectează mai ales rocile din pereţii filoanelor. Extinderea zonelor sericitizate variază de la 20—30 cm la mai multe zeci de

Institutul Geologic al României

metri, în funcție de intensitatea procesului și de gradul de fisurație, respectiv de porozitatea rocilor. Este de la sine înțeles că zonele cele mai largi de sericitizare apar în Măgura Țebii, unde există o rețea deasă de filoane care îmbracă uneori formă de volbură și unde aceste filoane trec din andezitul cuarțifer în brecia vulcanică, sau în depozitele piroclastice. În schimb, în jurul filoanelor din partea nordică a Caraciului, localizate în andezit amfibolic compact, sericitizarea este mai limitată și asociată de regulă cu un efect de argilizare.

Gradul de transformare scade cu depărtarea de fractura mineralizată, determinînd un fel de zonare a aureolei de metamorfism hidrotermal. În zona din imediata apropiere a filoanelor, care uneori corespunde salbandei filoniene , feldspatul plagioclaz este substituit prin sericit sau prin sericit asociat cu calcit. Uneori plagioclazul este înlocuit pseudomorf prin adular. Hornblenda este de asemenea înlocuită printr-un agregat de sericit, calcit și mai puțin prin clorit cărora le urmează, uneori, cuarțul secundar. În masa de bază se concentrează sub formă de cuiburi sericitul și cuarțul secundar, mai puțin carbonați, minerale argiloase, și cristale de pirită.

Zona următoare prin care se face trecerea la aspectul primar al rocii, respectiv la andezitul propilitizat, se caracterizează, în primul rînd, prin dezvoltarea carbonaților și a mineralelor cloritoase. În conturele de plagioclaz substituite mai mult sau mai puțin prin calcit, epidot, sericit și minerale argiloase, se fac remarcate uneori relictele de albit ca un rezultat al decalcifierii mineralului. Hornblenda este înlocuită integral prin calcit și clorit cu (sau fără) epidot. Pe coroanele de opacitizare ale hornblendei se formează o varietate de clorit ferifer (feristilpnomelan) și cristale mărunte de pirită. Cristalele de cuarț rămîn neafectate iar granulele de magnetit sînt transformate sub acțiunea H_2S în pirită.

În masa de bază apar carbonați sub formă de plaje, apoi clorit, minerale argiloase, ceva epidot, sericit și cuarț secundar. Vinișoarele care străbat roca sînt formate din cuarț și calcit asociate uneori cu epidot și pirită (galeria Emilia). Alteori în zonele de sericitizare și silicifiere vinișoarele de cuarț și carbonați conțin cristale idiomorfe de adular (pîrîul Stocului).

Transformările mineralogice apărute în rocile sericitizate caracterizează, de fapt, efectul unor procese metasomatice în care rolul dominant l-a jucat metasomatoza potasică. Aceste transformări presupun, pe de o parte, un aport substanțial de potasiu din soluțiile hidrotermale, însoțit de H_2S, CO_2 și de alți compuși chimici, iar pe de altă parte, levigarea parțială

Institutul Geologic al României

sau totală a unora din principalii componenţi ai rocii : Na_2O, CaO, FeO, MgO, şi mai puţin Al_2O_3.

Determinările de K_2O şi Na_2O pe probe prelevate sistematic din zonele sericitizate şi propilitizate ale andezitului cuarţifer [22] permit următoarele constatări :

— levigarea aproape totală a Na_2O în zona de sericitizare intensă din apropierea filoanelor şi o relativă creştere a acestui oxid în zona de trecere la roca propilitizată ;

— o creştere remarcabilă, pînă la valori de 8—10% a K_2O în zona de sericitizare intensă şi o scădere, abia perceptibilă, faţă de conţinutul primordial al rocii în K_2O, în zonele periferice şi propilitizate.

Este interesant de relevat şi faptul că unor valori ridicate ale K_2O le corespund, aproape sistematic, conţinuturi mai crescute în argint ale aceloraşi probe.

În concluzie, procesul de sericitizare în accepţia largă a noţiunii, urmează celui de propilitizare, dar cel puţin în parte, el trebuie considerat simultan metalogenezei aurifere.

Caracterele chimice ale rocilor vulcanice neogene

Din principalele tipuri de roci produse de vulcanul Caraciu au fost efectuate 6 analize complete de silicaţi.

Compoziţia în oxizi a rocilor analizate (tab. 16) reflectă o concordanţă satisfăcătoare cu compoziţia lor mineralogică. Valorile cele mai ridicate în SiO_2 aparţin probelor de andezit cuarţifer din Măgura Ţebii. La andezitul piroxenic se remarcă, un conţinut mai mare în Al_2O_3 şi relativ mai scăzut în MgO şi FeO (Fe total), ceea ce apare explicabil dacă avem în vedere caracterul mai leucocratic al rocii. Andezitele de Caraciu se caracterizează însă prin conţinuturi ridicate în MgO şi CaO, în special în cazul termenilor amfibolici. Şi acest aspect apare justificat pînă la un anumit punct, prin proporţia ridicată a componentelor femice în aceste andezite.

Parametrii Niggli indică apartenenţa andezitelor de Caraciu la seria calco-alcalină (tab. 17).

Două dintre rocile analizate corespund unei magme dioritice (probele 2 şi 3), la care se constată însă un deficit de alcalii, mai ales în ce priveşte parametrul *k*, faţă de tipul reprezentativ.

[22] R. Jude, Maria Tabacu, Olga Ionescu. Raport asupra regiunii Caraciu-Birtin. 1963. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

TABELUL 16

Compoziția chimică a rocilor vulcanice neogene

Proba nr.	Roca analizată	SiO^2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	$+H_2O$	$-H_2O$	CO_2	S	Total
1	Andezit cu hipersten și augit (D. Cărăcel)	56,80	20,07	4,92	1,22	2,22	0,08	7,38	3,15	0,99	0,95	0,14	2,16	0,52	0,84	—	100,92
2	Andezit cu hornblendă verde (V. Șteampurilor)	54,80	18,33	3,62	3,50	3,61	0,14	6,79	4,05	1,63	1,00	0,18	0,95	0,32	1,20	0,08	100,20
3	Andezit cu hornblendă resorbită (Caraciu)	53,65	17,66	4,03	3,48	4,05	0,15	7,56	2,83	0,94	0,84	0,22	0,88	1,72	1,80	urme	99,84
4	Andezit cu hornblendă resorbită (Caraciu, gal. Ulman)	55,01	17,88	4,17	2,70	3,74	0,18	7,70	2,94	1,20	0,84	0,23	0,78	1,72	0,91	0,11	100,11
6	Andezit cuarțifer (Măgura Țebii)	58,00	19,30	2,97	2,80	2,07	0,15	6,93	3,37	1,44	0,75	0,20	0,87	0,30	1,15	0,10	100,39
5	Andezit cuarțifer (Măgura Țebii)	58,64	20,44	5,48	1,72	4,07	0,065	6,30	0,59	0,12	0,65	0,19	1,60	0,11	0,14	0,05	100,16

Analiști: probele 1,2,5 — Gh. Lahovari
probele 3,4 — A. Kizyk
proba 6 — Florica Șoimaru.

TABELUL 17

Parametri Niggli ai rocilor eruptive neogene

Nr. crt.	Roca analizată	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*qz*	*w*	Tipul de magmă
1	Andezit cu hipersten și augit (D. Cărăcel)	181	37,5	25,5	25	11,8	0,17	0,41	+34	0,78	cuarț-dioritică
2	Andezit cu hornblendă verde (V. Șteampurilor)	160	31,5	32,8	21,3	14,5	0,21	0,48	+ 2	0,48	dioritică
3	Andezit cu hornblendă parțial resorbită (D. Caraciu)	158	30,7	35,7	23,8	9,7	0,18	0,50	+19	0,51	dioritică
4	Andezit cu hornblendă resorbită (D. Caraciu)	165	31,8	32,8	24,7	10,8	0,21	0,50	+22	0,58	cuarț-dioritică
5	Andezit cuarțifer (Măgura Țebii)	189	37,0	25,3	24,1	13,0	0,22	0,39	+37	0,48	cuarț-dioritică, peléeitică
6	Andezit cuarțifer (Măgura Țebii)	189	38,8	37,6	21,7	2,07	0,11	0,52	+81	0,74	cuarț-dioritică, tonalitică

Institutul Geologic al României

Celelalte roci acuză o magmă cuarţ-dioritică, caracterizată prin unele valori excedentare ale parametrilor *c* şi *mg* (proba 4), respectiv printr-un surplus de *al* şi un deficit de *fm* (probele 1 şi 5). Unele valori aberante constatate la proba 6 se datorează caracterului său deficitar în alcalii.

Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli (fig. 14) indică o evoluţie normală a magmei, în sensul creşterii acidităţii sale.

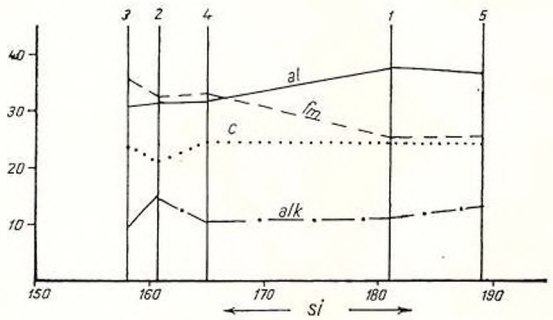


Fig. 14. — Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli.
Diagramme de la variation des paramètres Niggli.

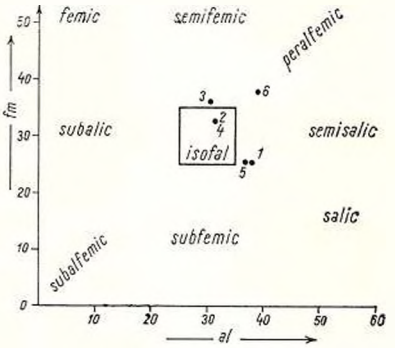


Fig. 15. — Diagrama *al-fm*.
Diagramme al-fm

Andezitele de Caraciu determină în diagrama *al-fm* (fig. 15) un cîmp restrîns, din care se deduce caracterul semifemic-izofal şi salic al magmei. Excepţie face proba 6 care ocupă o poziţie excentrică. Apartenenţa andezitelor de Caraciu la seria calco-alcalină este bine exprimată şi în diagramele următoare. Astfel în diagrama *al-alk* (fig. 16) rocile analizate se plasează în cîmpul magmelor sărace în alcalii, aproape de linia $alk = \frac{1}{2}\, al$, excepţie făcînd şi de data aceasta proba 6 prin poziţia sa detaşată spre valori foarte scăzute ale *alk*.

Punctele reprezentative ale rocilor luate în discuţie se înscriu în diagrama *k-mg* într-un interval definit de diagonalele 0,5 *mg* — 0,5 *k* şi 0,8 *mg* — 0,8 *k* (fig. 17).

Parametrul *w* reflectă destul de sugestiv diferitele stadii de oxidare ale magmei. Valorile acestuia variază de la 0,48 pentru andezitul cu hornblendă verde şi andezitul cuarţifer, pînă la 0,58 în cazul andezitului cu hornblendă resorbită, fapt care confirmă observaţiile mineralogice enunţate anterior. Valoarea cea mai crescută ($w = 0{,}78$) corespunde însă andezitului piroxenic, de unde supoziţia că acesta derivă dintr-o magmă cu un coeficient de oxidare foarte mare.

Institutul Geologic al României

În concluzie, compoziţia mineralogică şi parametrii petrochimici indică filiaţia andezitelor de Caraciu la o magmă dioritică. Diferiţii termeni eruptivi reprezintă diverse stadii de evoluţie ale acestei magme dioritice.

Andezitele amfibolice vin foarte probabil în legătură cu un aport de hipomagmă, slab afectată de hibridizare. Este greu de admis că vulca-

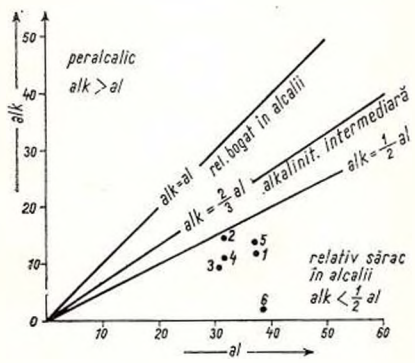


Fig. 16. — Diagrama *al- alk.*
Diagramme *al-alk.*

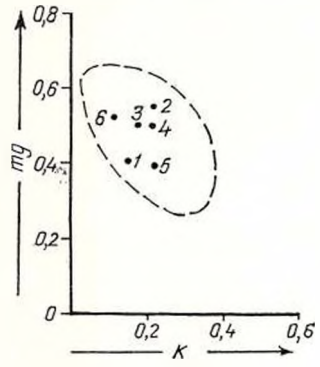


Fig. 17. — Diagrama *k-mg.*
Diagramme *k-mg.*

nitele de Caraciu provin din una şi aceeaşi magmă banatitică, cu toată suprapunerea spaţială a celor două serii de roci.

Contaminarea magmei neogene cu material banatitic pare un fapt mai plauzibil şi se poate deduce din numeroasele enclave de roci banatitice în vulcanitele neogene.

BIBLIOGRAFIE

Antonescu Em., Mantea Gh. (1966) Asupra virstei piroclastitelor din zona Ribiţa-Valea Bradului (Munţii Metaliferi). *D.S. Com. Geol.*, LII (1964—1965), 1, 185—193, Bucureşti.

Cioflica G. (1960) Contribuţii la cunoaşterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Vaţei (Munţii Drocea). *Stud. cerc. geol.*, V, 3, 509—518, Bucureşti.

— (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munţilor Metaliferi. *Anal. Univ. Buc., seria Şt. nat. geol.-geogr.*, X, 27, 7—13, Bucureşti.

— (1962) Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Căzăneşti-Ciungani (Munţii Drocea). *An. Com. Geol.* XXXII, 257—383, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Istrate Gh., Popescu Gh., Udubaşa Gh. (1966) Contribuţii la cunoaşterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărtăgani-Trestia (Munţii Metaliferi). *Stud. cerc. geol.* 11, 1, 171—182, Bucureşti.

Cioflica Gianina, Popescu Gh. (1966) Biozonarea depozitelor tortoniene din bazinul Brad-Săcărimb. *Stud. cerc. geol.*, 11, 2, 537—545, Bucureşti.

Ghiţulescu T.P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, 181—464, Bucureşti.

— Verdeş Gr., Chinţa R. (1968) Zăcămintele de silicolite din bazinul neogen al Bradului. *Stud. cerc. geol.*, 13, 1, 67—76, Bucureşti.

Giuşcă D., Cioflica G. (1966) Pînza intrusivă de la Ciungani-Căzăneşti. *Anal. Univ. Buc., seria Şt. nat.*, 12, 175—180, Bucureşti.

— Cioflica G. (1957) Structura pînzei intrusive de la Căzăneşti-Ciungani. *Anal. Univ. Buc., seria Şt. nat.*, 13, 163—173, Bucureşti.

— Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, II, 31—44, Bucureşti.

— Cioflica G., Savu H. (1965) Les caractères chimiques des roches de la province banatitique. *Carp.-Balc. Asoc. Geol., Congr.* VII *Sofia, Reports*, III, 291—296, Sofia.

— Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, 13—40, Bucureşti.

Helke A. (1938) Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens unter besonderer Berück sichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. Arch. Lagerstättenforschung, Berlin, 66.

Iacob D. (1953) Contribuţii la stratigrafia şi tectonica regiunii vestice a Munţilor Metalici. *Acad. R P R., Filiala Cluj, Şt. cerc. ştiinţ.* V, 3—4, 77—89, Cluj.

Ianovici V., Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.

Ilie M. (1957) Munţii Apuseni. Ed. ştiinţifică, Bucureşti.

Macarovici N. (1956) Asupra faunei fosile din bazinul Brad-Baia de Criş (raionul Brad). *Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi*, II, 2, 331—337, Iaşi.

Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Bul. Şt. biol. agr. geol. geograf.*, 1, 5, Ed. Acad. R.P.R., 107—213, Bucureşti.

— (1959) Erupţii vulcanice submarine. Ed. ştiinţifică, Bucureşti.

Papp K. (1906) Die Goldgruben von Karacs-Czebe. *Zeitschr. für prakt. Geol.*, Berlin.

Rafalet Angela (1962) Notă asupra rocilor eruptive neogene de la Caraci (Munţii Metaliferi). *D.S. Com. Geol.* XLVIII, Bucureşti.

Rădulescu D., Borcoş M. (1968) Aperçu général sur la déroulement du volcanisme néogène en Roumanie. *Anal. Com. Stat Geol.*, XXXVI, Bucureşti.

Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.

Romanescu D. (1963) Cazuri particulare în magnetizarea rocilor eruptive din Munţii Metaliferi. *St. cerc. geof.*, 1, 1, Ed. Acad. R.P.R. 165—178, Bucureşti.

— (1963) Cercetări magnetice asupra eruptivului neogen din partea de est a Munţilor Metaliferi (Baia de Arieş, Zlatna). *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V, 1961, VI, 49—72, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Savu H. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pirnești din Masivul Drocea. *D.S. Com. Geol.* XLIV, 137—152. București.

— (1962) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol., Inst. Geol.*, XXXIII, 211—247, București.

Treiber I. (1963) Contribuții la petrografia Măgurii Țebei cu privire specială asupra compoziției feldspaților. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria geol.-geogr.* 2, 15—322, Cluj.

Trifulescu M. (1963) Cercetări geologice în regiunea Luncoiul de Jos. *Stud. cerc. geol.*, 2, VIII, 275—301, Ed. Acad. R.P.R., București.

Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ÉRUPTIVES DE LA ZONE DU VOLCAN DE CARACIU (MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

La zone du volcan de Caraciu, située dans la partie occidentale des Monts Métallifères *s.s.* se caractérise par une très grande variété de roches éruptives. Y affleurent des formations de la série ophiolitique mésozoïque, autant que des roches s'affiliant à la province laramique banatitique et à la province du magmatisme néogène.

La région fait partie de l'unité alpine des Monts Métallifères *s.l.* Les plus anciennes roches qui y affleurent sont les roches du complexe ophiolitique mésozoïque. Elles sont surmontées par des dépôts d'âge jurassique supérieur, crétacé inférieur, crétacé supérieur. En succession normale se distinguent : roches éruptives banatitiques, dépôts miocénes et volcanites néogènes.

Les roches du complexe ophiolitique ont été engendrées par le magmatisme initial déployé au cours du Mésozoïque dans la zone du géosynclinal des Monts Métallifères *s.l.* À la constitution de ce complexe participent des coulées de basaltes et des pyroclastites basaltiques auxquelles s'associent des filons de dolérites et deux petits corps de gabbros. À la partie supérieure la série éruptive comporte une composition pétrographique plus variée correspondant à des roches andésitiques, dacitiques et de manière subordonnée à des oligophyres.

Les empilements de pyroclastites et de laves qui renferment de nombreuses intercalations de tuffites, schistes argileux et silicolites (jasps) ont souvent l'aspect d'une véritable formation volcanogène sédimentaire. Les rapports géométriques des roches basaltiques et des calcaires jurassiques supérieurs attestent l'âge anté-kimméridgien de la principale masse de laves basaltiques. D'autre part, la présence des dacites (porphyres) et des andésites (porphyrites) comme éléments remaniés dans les conglomérats aptiens, dénote à coup sûr un âge plus reculé que l'Aptien pour les produits intermédiaires et acides de ce magmatisme.

Les dépôts du Jurassique supérieur, représentés par des calcaires organogènes apparaissent sous forme de lambaux qui au S de Ţebea reposent sur des laves basaltiques et des tufs. On leur a attribué l'âge kimméridgien surtout en les parallélisant aux calcaires fossilifères de Luncoi.

Les dépôts du Crétacé inferieur reposent transgressivement sur la série des roches ophiolitiques parfois même sur les calcaires jurassiques. A Tătărăştii de Criş et à Prihodişte, dans la NW de la région, la succession des dépôts crétacés débute par des schistes argileux

Institutul Geologic al României

marneux rougeâtres à tâches vertes, envisagés par certains auteurs comme les équivalents des couches de Curechi, représentant le Néocomien. Ils sont surmontés par des grès quartzeux et par des conglomérats polygènes en alternance avec des marnes, des calcaires et des grès calcaires, en constituant un horizon à caractère flyschoïde attribué à l'Aptien. A Cărăstău les dépôts du flysch crétacé inférieur sont représentés par des schistes marneux argileux et des grès, qui par leur ressemblance avec les couches de Căbești, ont été rapportés au Barrémien.

Le Crétacé inférieur qui affleure au S de Țebea, sur la bordure du bassin néogène de Brad-Baia de Criș est constitué de conglomérats polygènes et de grès, en alternance avec des schistes argileux et des marnes; sa partie supérieure est représentée par des calcaires marneux en plaquettes. Cette formation prédominante détritique a été parallélisée aux couches aptiennes de Valea Dosului.

L'orogenèse autrichienne este responsable d'une exondation qui a duré tout le long du Crétacé moyen, fait qui explique la position discordante des dépôts sénoniens sur ceux du Crétacé inférieur. Dans la colline d'Urzica, le Sénonien représenté par une série flyschoïde est constitué de marnes et d'argiles à intercalations de grès micacés, parfois tuffitiques et de conglomérats polygènes.

Les mouvements tectoniques survenus à la fin du Crétacé ont déterminé une nouvelle et importante exondation de la région. Aux mêmes mouvementes de la phase laramique se rattache le magmatisme subséquent banatitique (Giușcă, Cioflica, Savu, 1966).

Les roches engendrées par le magmatisme banatitique dans la zone de Birtin-Caraciu sont représentées par un corps intrusif principal, consolidé en conditions hypoabyssales et une série d'apophyses et de dykes localisés le long des fractures laramiques.

Le corps intrusif principal, sous forme de dyke allongé en direction WSW-ENE, se caractérise par une structure complexe, déterminée surtout par les venues successives des magmas. Il est constitué par des diorites quartzifères, microdiorites et granodiorites, traversés par des filons andésitiques et des veines aplitiques.

Les apophyses et les dykes sont formés de microdiorites et granodiorites porphyriques et d'andésites et andésites quartzifères.

Au contact du corps intrusif principal avec les roches de la série ophiolitique et avec les dépôts sénoniens, apparaissent des cornéennes à pyroxène, des cornéennes à amphiboles et des cornéennes à biotite.

Les phénomènes post-magmatiques ont déterminé une large auréole hydrothermale autour des intrusions de diorites et de granodiorites. Cette auréole se caractérise par la présence des amphiboles de néoformation en paragenèse avec l'épidote et par des dépôts d'épidote associé de chlorite, calcite et quartz dans les roches ophiolitiques du mur de l'instrusion. Quelquefois on en trouve des nids d'oligiste. Les granodiorites laissent voir les effets de certains processus de séricitisation, argilisation et silicification qui accompagnent les concentrations filoniennes de plomb et de zinc, et de manière subordonnées de cuivre, or et argent, avec quelques traces de molybdène. La minéralisation métallifère associée à l'intrusion banatitique, se caractérise par une paragenèse de typée mésothermal.

Les dépôts sedimentaires néogènes du bassin de Brad-Baia de Criș sont représentés par un complexe de roches détritiques à caractère épicontinental, connu dans la littérature sous le nom „d'horizon des graviers d'Almașu Mare", surmonté par les sédiments néritiques et lagunaires qui constituent la formation à charbons de Țebea. Conformément à des données récemment publiées, les graviers d'Almașu Mare reviennent, fort probablement, à la partie terminale de l'Helvétien. Au sujet de la formation à charbons, les données paléontologiques

Institutul Geologic al României

publiées attestent son âge sarmatien, sa sédimentation se continuant très probablement jusqu'à la fin du Pliocène inférieur.

Les roches éruptives néogènes représentent des produits du magmatisme subséquent tardif du cycle alpin. Elles ont été engendrées presque exclusivement par le volcan de Caraciu et correspondent à la seconde phase du second cycle d'éruption néogène des Monts Métallifères.

La succesion des produits éruptifs débute par les tufs polymictiques et par des roches andésitiques à pyroxènes; suivent les andésites à hornblende verte, à hornblende brune et à hornblende résorbée accompagnées par une large gamme de produits pyroclastiques. Les éruptions du volcan de Caraciu s'achèvent par des andésites quartzifères et par les brèches volcaniques connexes. La position stratigraphique des volcanites de Caraciu atteste leur âge pliocène inférieur, les éruptions qui les ont engendrés se rattachant aux mouvements de la phase attique.

Le volcan de Caraciu se situe dans une zone où les lignes tectoniques néogènes intersectent des fractures plus anciennes, laramiques. Dans l'architecture de l'appareil volcanique se dessine une structure cratériale primitive formée des roches andésitiques à pyroxènes, détruite et partiallement recouverte par les éruptions andésitiques à amphiboles qui ont érigé le massif de Caraciu proprement-dit. La structure volcanique est compliquée par les éruptions ultérieures d'andésites quartzifères, manifestées surtout sous faciès subvolcanique et par un important culot de brèches éruptives. L'édifice éruptif apparaît comme un stratovolcan d'une structure complexe, à morphologie assez bien conservée.

Les processus métallogéniques qui ont succédé aux éruptions volcaniques ont déterminé la formation des concentrations aurifères connues à Măgura Ţebii et sur le flanc septentrional du massif de Caraciu. La paragenèse minéralogique, à carractère méso-épithermal, est constituée de pyrite, blende, chalcopyrite, galène et or natif, à gangue de quartz, carbonates et parfois d'épidote.

L'étude pétrographique qui fait l'objet de la seconde partie de cet ouvrage, regarde en égale mesure les roches du complexe ophiolitique, les roches intrusives banatitiques et les volcanites néogènes.

Le complexe ophiolitique d'âge mésozoïque comprend des basaltes porphyriques, des basaltes hyalines, des basaltes amigdaloïdaux et différents produits pyroclastiques: brèches, agglomérats basaltiques, cinérites et tuffites, auxquels s'associent plusieurs filons de dolérites et les deux corps de gabbros.

Comme des produits de différenciation du magma ophiolitique y apparaissent des andésites à augite, des andésites à hornblende, des andésites à biotite, des dacites et des oligophyres.

L'ouvrage décrit du point de vue pétrographique chaque terme de cette série de roches.

La discussion probée sur des données chimiques révèle le fait que les basaltes porphyriques et les dolérites correspodent à des magma gabbro-dioritiques et dioritiques en voie de différenciation. Les andésites dérivent, naturellement, d'un magma dioritique.

En ce qui concerne les roches éruptives banatitiques, elles sont représentées par des diorites quartzifères et des granodiorites, par des microdiorites et par différentes variétés de roches andésitiques. Aux produits de différenciation péracides correspondent les occurrences d'aplite.

Un trait caractéristique de la diorite quartzifère est la présence en proportion relativement élevée du fedspath orthoclase, en particulier sous forme d'enchevetrements micrograa-

Institutul Geologic al României

phiques avec le quartz. Les déterminations minéralogiques effectuées sur des échantillons prélevés de quelques apophyses révèlent la présence même d'une roche à composition monzonitique.

Dans la description pétrographique des roches ont été séparées deux variétés de microdiorites, dont l'une à pyroxènes et l'autre à pyroxènes et amphiboles. Les roches andésitiques comportent des andésites à pyroxènes, respectivement à pyroxènes et amphiboles, andésites à biotite et andésites quartzifères.

Les paramètres pétrochimiques confirment les déterminations pétrographiques dans le sens que le granodiorite de la zone de l'exploitation minière d'Arsuri correspond à un magma granodioritique alors que les diorites quartzifères et les roches andésitiques analysées dérivent d'un magma quartzo-dioritique. On constate que les diorites quartziferes présentent des affinités pour le magma leucomonzonitique. Les traits particuliers de ce magma chalco-alcalin sont assez nettement évidenciées par la projection des données chimiques sur les diagrammes *al-fm*, *al-alk* et *k-mg*.

L'évolution du magma banatitique respecte en général la succession déduite par Giuşcă, Cioflica et Savu (1966) dans le cadre plus large de la province banatitique.

Les roches éruptives néogènes engendrées par le volcan de Caraciu appartiennent à trois types pétrographiques : l'andésite à pyroxènes, l'andésite à amphyboles et l'andésite quartzifère, auxquels s'ajoutent les roches pyroclastiques (brèches, tufs lapilliques et cinérites). L'un des traits caracteristiques de l'andésite à hypersthène et augite est la prépondérance du plagioclase par rapport aux minéraux fémiques, fait qui confère à la roche un caractère leucocrate.

En ce qui concerne les andésites amphyboliques, on a caractérisé séparément les trois variétés pétrographiques : à hornblende verte, a hornblende brune et à hornblende résorbée.

L'étude relève que la résorbtion magmatique de la hornblende cotenue par l'andésite du neck volcanique est plus accentuée que celle rencontrée dans les coulées de laves.

Dans le neck volcanique la hornblende est substituée par un agrégat de magnetite, augite, pigéonite et feldspath plagioclase. Le processus qui a déterminé la hornblende de réagir se conjugue à un phénomène d'oxydation, fait déduit de la transformation de la magnétite en hématite. Il y a lieu de remarquer la correspondance des aires de distribution de l'andésite à hornblende oxydée et de celles de magnétisation inverse (détectée par Romanescu, 1963), fait qui nous prote à présumer que les deux categories d'effets sont déterminées par une cause commune, c'est-à-dire l'oxydation du magma en expansion.

L'andésite quartzifère se caractérise par une composition minéralogique légèrement variable, dans le sens que la biotite n'apparait que dans quelques corps éruptifs. La brèche éruptive qui succède à quelques corps d'andésites quartzifères de Măgura Ţebii est constituée le long d'un canal d'explosion volcanique.

Les produits pyroclastiques reviennent aux premières deux phases d'éruptions du volcan de Caraciu. Vu la nature des éléments composants on a séparé des tufs polymictiques, des brèches et des tufs lapilliques à éléments d'andésites pyroxeniques, brèches et tufs à andésite amphibolique, brèches et tufs mixtes, cinérites à pyroxènes et cinérites à amphiboles ainsi que des „laves à blocs" (pyroclastites à matrice de lave).

Les processus hydrothermaux survenus après l'assoupissement de l'activité éruptive du volcan de Caraciu ont provoqué une série de transformations dans les roches volcaniques néogènes, dont les plus caractéristiques sont la propilitisation et la séricitisation. Cette dernière s'associe parfois d'adulairisation, silicification et argilisation. Un développement remarquable est celui de l'épidote des roches propilitisées de la région de Măgura Ţebii.

Institutul Geologic al României

Les transformations minéralogiques des zones séricitisées sont l'effet d'une métasomatose potassique. Les analyses chimiques effectuées sur des échantillons de roches séricitisées montrent, d'une part le lessivage du Na_2O, et d'autre part, l'accroissement remarquable du K_2O, jusqu'à 8 voir même 10%. A des teneurs élevées en K_2O corespondent systématiquement des valeurs élevées en argent, fait qui selon toute vraisemblance constitue un indice que la séricitisation accompagne de porès la métallogenèse aurifère. L'analyse des silicates des roches volcaniques néogènes montre une concordance satisfaisante entre la composition chimique et celle minéralogique. Les paramètres Niggli révèlent la fait que les andésites amphiboliques correspondent à un magma dioritique, et que l'andésite quartzifère et l'andésite pyroxènique correspondent au magma quartz-dioritique, sauf quelques particularités en ce qui concerne les paramètres *c* et *mg*. Ces magmas reviennent à la serie des magmas chalco-alcalins. Les caractères des magmas dont dérivent les andesites de Caraciu sont soulignés dans les diagrammes *al-fm*, *al-alk* et *k-mg*.

Les différents stades d'oxydation du magma sont mis en évidence de manière satisfaisante par le coefficient *w*, surtout en ce qui concerne les trois variétés d'andésites amphiboliques.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche V

Carte géologique de la région de Caraciu (Monts Métallifères).
Quaternaire : 1, alluvions ; 2, dépôts de terrasse. Volcanites néogènes : 3, andésites quartzifères ; 4, brèches volcaniques ; 5, andésites à hornblende résorbée ; 6, laves à blocs ; 7, andésites à hornblende verte et hornblende brune ; 8, cinérites et brèches à hornblende (± pyroxènes) ; 9, brèches et cinérites à pyroxènes (—hornblende) ; 10, andésites à hypersthène et augite ; 11, tufs polymictiques. Sarmatien-Tortonien : 12, grès, sables, schistes argileux, gypses, charbons. Helvétien ? : 13, complexe des graviers d'Almaşu Mare. Roches éruptives banatitiques : 14, auréole de contact ; 15, andésites, andésites quartzifères ; 16, microdiorites porphyriques ; 17, granodiorites ;18, diorites quartzifères. Crétacé supérieur : 19 marnes, grès, conglomérats. Série ophiolitique mésozoïque : 20a, andésites à biotite, dacite (porphyres) ; b, brèches volcaniques ; 21, andésites à hornblende ; 22, andésites à augite. Crétacé inférieur : 23, schistes argileux, marnes, grès, conglomérats ; 24, tuffites, schistes argileux, silicolites. Jurassique supérieur : 25, calcaires de Stramberg ; 26, tufs et agglomérats basaltiques ; 27, laves basaltiques (mélaphyres) ; 28, dolérites (diabases) ; 29, gabbros. 30, galeries d'exploration ; 31, anciens travaux miniers ; 32, faille ; 33, filon ; 34, position des couches ; 35, coupe géologique I—I' ; 36a, coulées de laves ; b, neck, dyke ; c, formations bréchiformes.

Pe secţiunea I—I' a se citi : „Complexul pietrişurilor de Almaşul Mare" în loc de andezite cu biotit din seria ofiolitică mezozoică în orizontul cuprins între tufuri şi aglomerate bazaltice mezozoice şi tufuri polimictice neogene.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

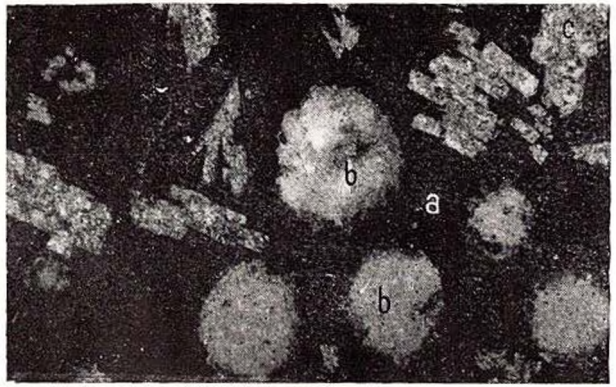
Fig. 1. — Bazalte alveolare (vacuolare). N +; X 26; a, pastă hialopilitică; b, vacuole cu clorit și calcit; c, fenocristale de plagioclaz.
Basaltes alvéolaires (vacuolaires). N +; X 26; a, pâte hyalopilitique; b, vacuoles de chlorite et de calcite; c, phénocristaux de plagioclases.

Fig. 2. — Tuf psamitic. N+; X 60; a, ciment cineritic; b, feldspat plagioclaz; c, piroxen.
Tuf psammitique. N +; X 60; a, ciment cinéritique; b, feldspath plagioclase; c, pyroxènes.

Fig. 3. — Argilit cu radiolari. N +; X 60; a, masă argilo-cineritică; b, fragment de cuarț; c, testuri de radiolari.
Argilite à radiolaires. N +; X 60; a, masse argilo-cinéritique; b, fragment de quartz; c, tests de radiolaires.

Fig. 4. — Gabrou cu olivină. N +; X 60; a, olivină parțial serpentinizată; b, feldspat plagioclaz maclat; c, piroxen.
Gabbros à olivine. N +; X 60; a, olivine partiellement serpentinitisée; b, feldspath plagioclase maclé; c, pyroxène.

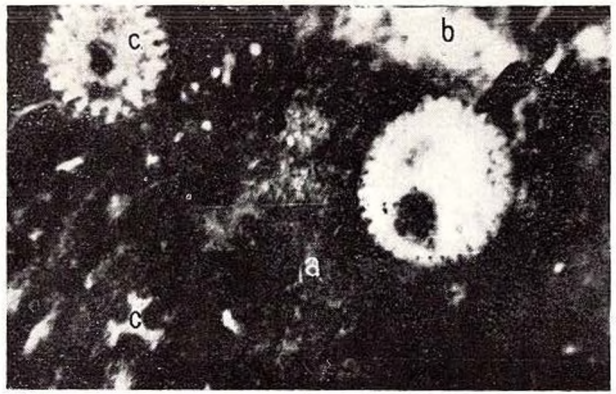
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

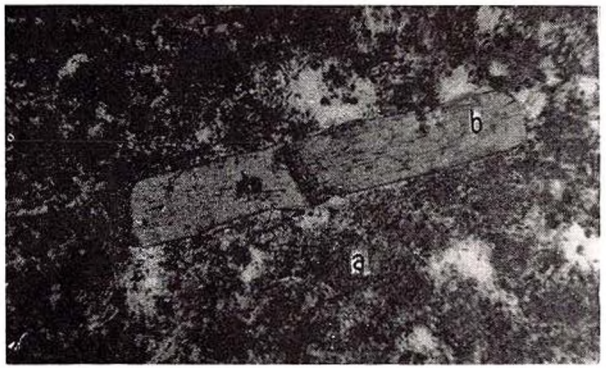
Fig. 1. — Oligofir. N +; x 26; a, pastă felsitică; b, cristal de biotit.
Oligophyre. N +; x 26; a, pâte felsitique; b, cristal de biotite.

Fig. 2. — Diorit cuarțifer. N +; x 26; a, cuarț; b, feldspat plagioclaz; c, ortoză; d, augit,
Diorite quartzifère. N +; x 26; a, quartz, b, feldspath plagioclase; c, orthose; d, augite.

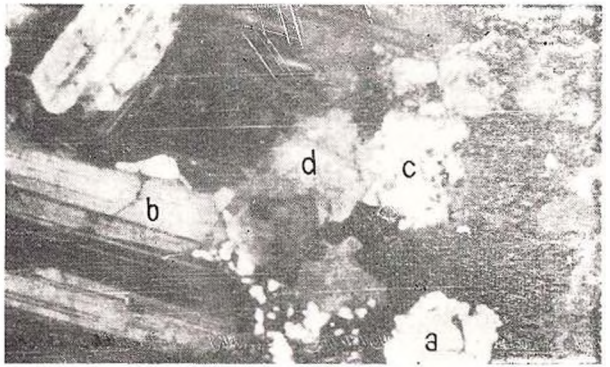
Fig. 3. — Concreșteri micrografice în dioritul cuarțifer de pe valea Birtin. N +; x 26; a, cuarț și ortoză cu conture lobate; b, feldspat plagioclaz; c, ortoză.
Enchevetrements micrographiques dans la diorite quartzifère de la vallée du Birtin. N +; x 26; a, quartz et orthose à contours lobés; b, feldspath plagioclase; c, orthose.

Fig. 4. — Granodiorit. N +; x 26; a, cuarț; b, feldspat plagioclaz; c, ortoză; d, masă interstițiia ă.
Granodiorite. N +; x 26; a, quartz; b, feldspath plagioclase; c, orthose; d, mase intersticielle.

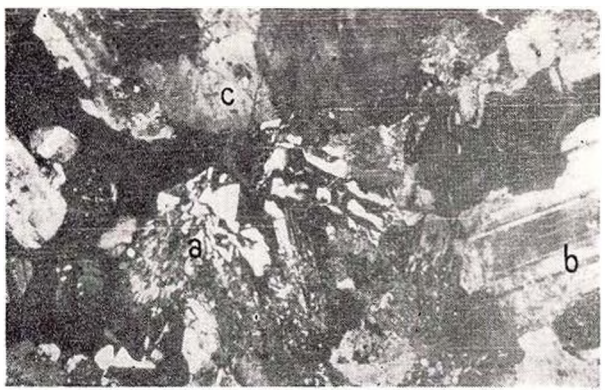
Institutul Geologic al României



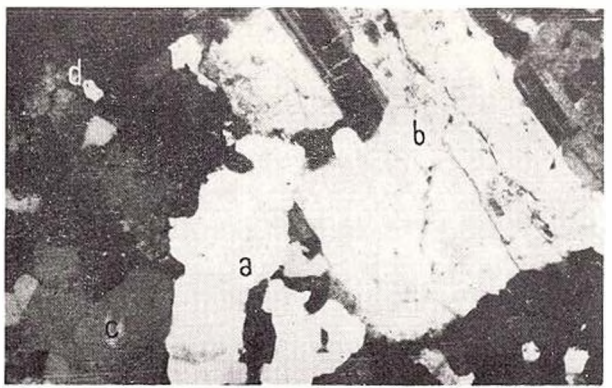
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

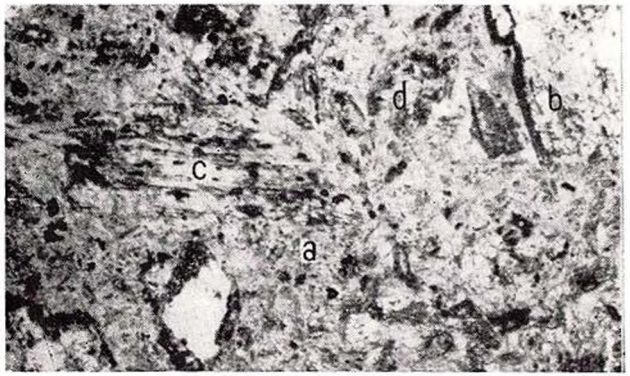
Fig. 1. — Microdiorit porfiric. N II ; x 26 ; a, pastă fanerică microgranulară ; b, feldspat plagioclaz ; c, hornblendă ; d, piroxen ; e, magnetit.
Microdiorite porphyrique. N II ; x 26 ; a, pâte phanéritique microgranulaire ; b, feldspath plagioclase ; c, hornblende ; d, pyroxène ; e, magnétite.

Fig. 2. — Andezit piroxenic de Cărăcel ; N + ; x 60 ; a, pastă felsitică ; b, feldspat plagioclaz ; c, piroxen.
Andésite pyroxénique de Cărăcel ; N + ; x 60 ; a, pâte felsitique ; b, feldspath plagioclase ; c, pyroxène,.

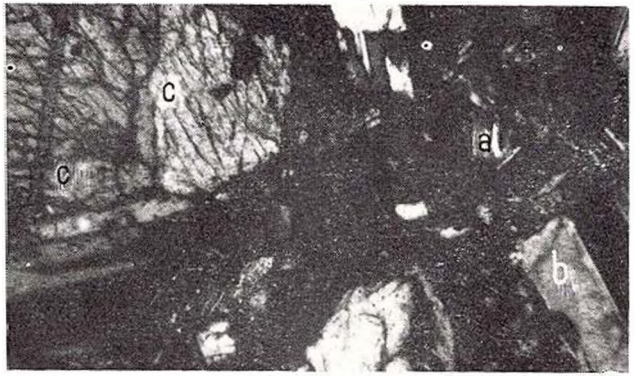
Fig. 3. — Andezit amfibolic de Caraciu ; N + ; x 26 ; a, feldspat plagioclaz ; b, hornblendă verde ; c, pastă pilotaxitică.
Andésite amphibolique de Caraciu ; N + ; x 26 ; a, feldspath plagioclase ; b, hornblende verte ; c, pâte pilotaxitique.

Fig. 4. — Andezit cu hornblendă brună rezorbită ; N II ; x 26 ; a, feldspat plagioclaz ; b, hornblendă opacitizată ; c, pastă pilotaxitică.
Andésite à hornblende brune résorbée ; N + ; x 26 ; a, feldspath plagioclase ; b, hornblende opacitisée ; c, pâte pilotaxitique.

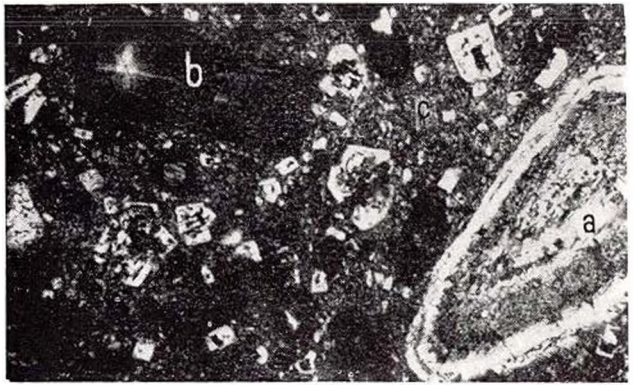
Institutul Geologic al României



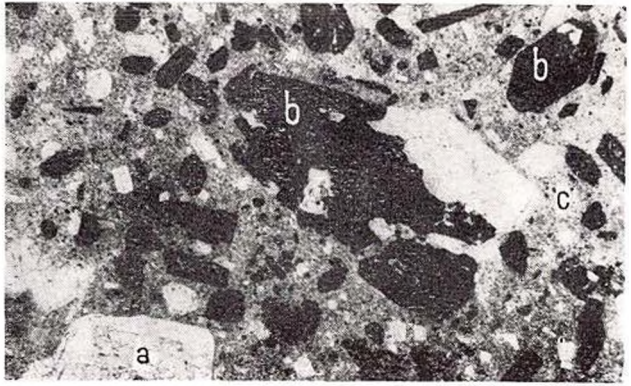
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

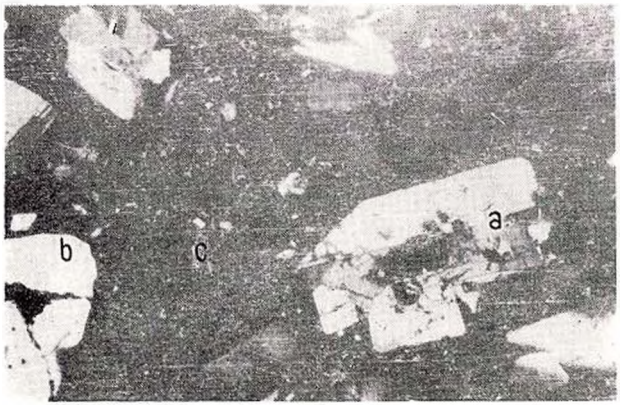
Fig. 1. — Andezit cuarțifer. N +; x 26; a, feldspat plagioclaz; b, cuarț; c, pastă felsitică.
Andésite quartzifère. N +; x 26; a, feldspath plagioclase; b, quartz; c, pâte felsitique.

Fig. 2. — Brecie eruptivă. N +; x 26; a, fragment de bazalt; b, fragment de andezit; c, ciment de lavă andezitică cuarțiferă.
Brèche éruptive. N +; x 26; a, fragment de basalte; b, fragment d'andésite; c, ciment de lave andésitique quartzifère.

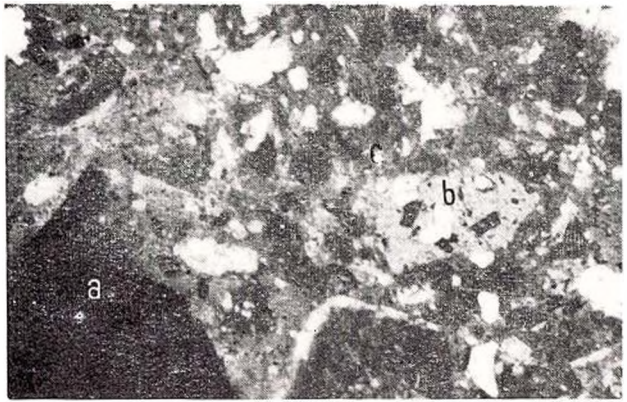
Fig. 3. — Cinerit lito-cristaloclastic. N +; x 26; a, fragment de microdiorit; b, cristale și fragmente de cristale de feldspat; c, ciment cineritic.
Cinérite litho-cristalloclastique. N +; x 26; a, fragment de microdiorite; b, cristaux et fragments de cristaux de feldspath; c, ciment cinéritique.

Fig. 4. — Cristale de epidot formate pe conture de hornblendă; N II; x 26.
Cristaux d'épidote formés tout autour des cristaux d'horblende. N II; x 26.

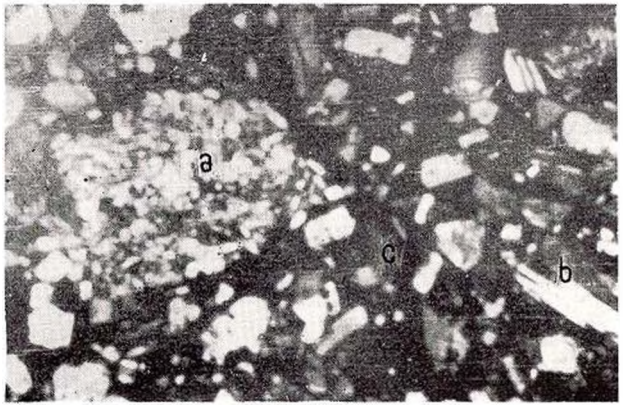
Institutul Geologic al României



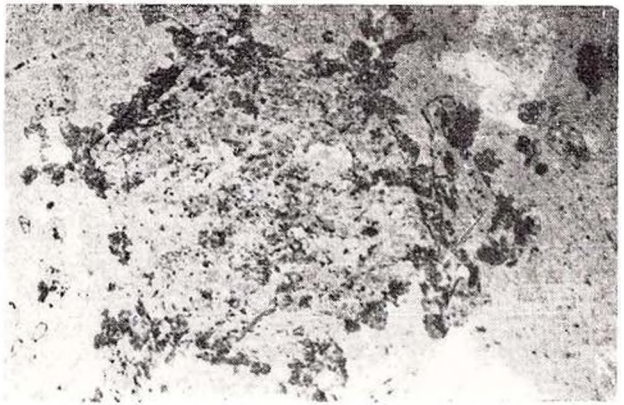
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

R. JUDE, MARIA TABACU, OLGA IONESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CARACIU

(MUNȚII METALIFERI)

0 500 1000 m.

Tătărăștii de Criș · Birțin · Cărăstău · Baia de Criș · Crișul Alb · Lunca · Tebea · Mesteacăn · Brad · Caraciu · Vf. Caraciului 830 · Vf. Osoiului · Vf. Borii · Vf. Pietriior · Vf. Urzica · Vf. Mălului (Poenii) 897 · Vf. Căracelu · Vf. Steanului · Vf. Măgura Tebii · Vf. Cărbunări 592 · Vf. Acului · Vf. Cornei · Vf. Petrii · Vf. Poenii · Vf. Haidelor · Vf. Pleșului 675 · 461 · 311

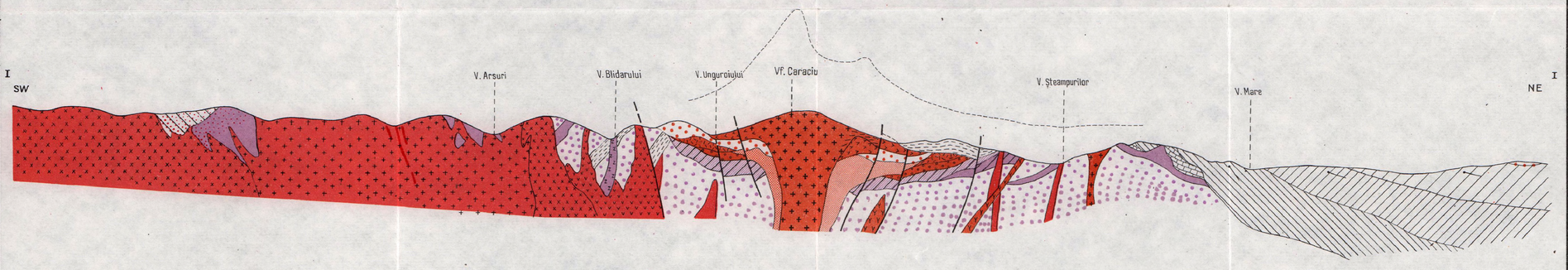
D. Lunca · D. Lespezele · D. Cornetu · D. Ungurului · D. Țicera · D. Rușciu · D. Arșuri · D. Lungului · D. Răcovii · D. Țăului · D. Berținei · D. Cărpinișului · D. Piticării · D. Certejului · Valea Taul Caraciului

V. Ungurului · V. Caraciului · V. Steampurilor · V. Mare · V. Mică · V. Sălului · V. Văleni · V. Birținului · V. Runcului · V. Mălului · V. Borii · V. Scoarții · V. Lupului · V. Stocului · V. Fărăștilor · V. Lunga · V. Lunca · V. Lunciului · V. Arșuri · V. Blidarului · V. Naidii

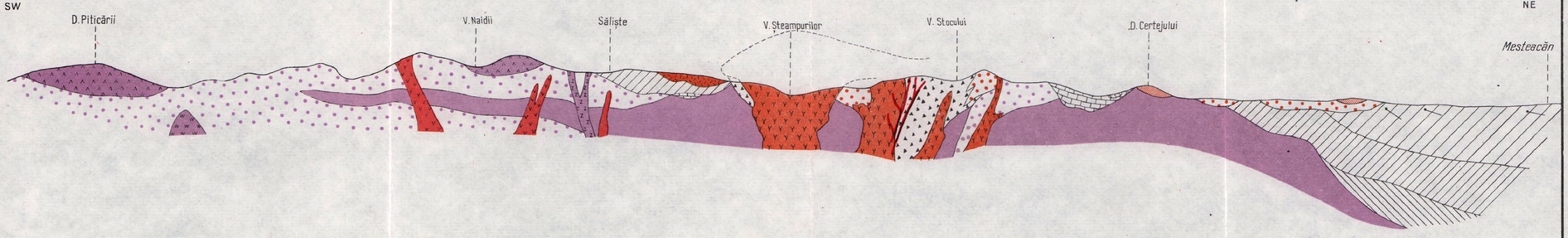
P. Cornetului · P. Sert · Dîmbu Gaunilor · Galeria Ulman · Gal. Emilia · Galeria Tebei

Săliște

I SW — NE I



II SW — NE II



LEGENDA

CUATERNAR
1 Q_2 Aluviuni
2 Q_1 Depozite de terasă

VULCANITE NEOGENE
3 Andezite cuarțifere
4 Brecii vulcanice
5 Andezite cu hornblendă resorbită
6 Lave cu blocuri
7 Andezite cu hornblendă verde și hornblendă brună
8 Cinerite și brecii cu hornblendă (± piroxen)
9 Brecii și cinerite cu piroxen (± hornblendă)
10 Andezite cu hipersten și augit
11 Tufuri polimictice

SARMAȚIAN TORTONIAN 12 Gresii, nisipuri, șisturi argiloase, gips, cărbuni
HELVEȚIAN 13 Complexul pietrișurilor de Almașul Mare

ROCI ERUPTIVE BANATITICE
14 Aureole de contact
15 Andezite, andezite cuarțifere
16 Microdiorite porfirice
17 Granodiorite
18 Diorite cuarțifere

CRETACIC SUPERIOR 19 Marne, gresii conglomerate

SERIA OFIOLITICĂ MEZOZOICĂ
20 a Andezite cu biotit, dacite (porfire) b. brecii vulcanice
21 Andezite cu hornblendă
22 Andezite cu augit
24 Tufite, șisturi argiloase, silicolite
26 Tufuri și aglomerate bazaltice
27 Lave bazaltice (melafire)
28 Dolerite (diabaze)
29 Gabrouri

CRETACIC INFERIOR 23 Șisturi argiloase, marne, gresii, conglomerate
JURASIC SUPERIOR 25 Calcare de Stramberg

30 Galerii de explorare
31 Lucrări miniere vechi
32 Falie
33 Filon
34 Poziția stratelor
35 Secțiunea I-I
36 a. Curgeri de lave, b. neck dike, c. formațiuni breciforme

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

CORELAREA FORMAȚIUNILOR MOLASEI HERCINICE (WESTFALIAN-PERMIAN) DIN PARTEA VESTICĂ A CARPAȚILOR MERIDIONALI [1]

DE

SERGIU NĂSTĂSEANU,[2] ION STĂNOIU,[2] CORNELIA BIȚOIANU [2]

Abstract

Correlation of Hercynian Molasse Formation (Westfalian-Permian) from the Western Part of the South Carpathians. In this paper a stratigraphic correlation of Hercynian molasse formations (Westfalian-Permian) from the western part of the South Carpathians is presented. Within this formation the presence of the Westfalian C—D, Stephanian A, B and C and of the Autunian is established, and the existance of the Saxonian is presumed. The floral fossil associations argue for the age of the deposits as follows: the associations with Mariopteridae for the Westfalian C, that with Neuropteridae and Alethopteridae for the Westfalian D, that with Pecopteridae for the Stephanian A—C and the one with *Callipteris* for the Autunian. A petrographic characterization of coals Carboniferous in age is also given, pointing out the bituminous coals, fat coals, and coals situated at the limit between the gas coal and the fat coal.

I. INTRODUCERE

Necesitatea valorificării zăcămintelor de cărbuni carboniferi din molasa hercinică a determinat efectuarea a numeroase studii și a unui mare volum de lucrări de prospecțiune și explorare. Bogăția datelor de observație a crescut tot mai mult în ultimii ani. Astfel a devenit necesară sistematizarea lor, în vederea folosirii cît mai eficiente, în noua etapă de lucru.

[1] Comunicare în ședința din 10 martie 1972.

[2] Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

Institutul Geologic al României

Dintre numeroasele lucrări care se ocupă de geologia Banatului, ne vom referi la cele care au contribuit în mod special la cunoaşterea Paleozoicului superior.

Primele informaţii asupra Paleozoicului din Banat aparţin lui Boué (1837) care în urma unei excursii pe Dunăre menţionează porfirele de la Islaz, breciile, aglomeratele şi gresiile roşii permiene.

Kudernatsch (1855), într-o lucrare cu caracter general, citează în zona Sviniţa şisturi cu plante, gresii roşii, brecii şi roci eruptive, iar în zona Reşiţa atribuie Permianului numai depozitele roşii din regiunea Gîrliste-Ciudanoviţa. În altă lucrare, Kudernatsch (1857) aduce primele precizări de ordin paleontologic în ceea ce priveşte existenţa Carboniferului în zona Reşiţa, la Zăgrădia.

Hauer (1869) atribuie Dyasului gresiile roşii şi cuarţitele de la E de Munteana.

Stur, într-o primă lucrare (1869), prezintă depozitele permiene din valea Belareca, iar în alta (1870) semnalează prezenţa Rothliegendului inferior în regiunea Staricea-Povalina, pe baza unor resturi de floră.

Tietze studiază geologia zonei Sviniţa-Presacina. În ceea ce priveşte Paleozoicul superior, arată (1872) că la Baia Nouă este prezent Carboniferul superior, iar argilele cu plante şi cărbuni de pe valea Povalina sînt mai noi decît acesta. Ansamblul de roci dintre valea Povalina şi valea Ielişeva îl descrie sub numele de roci porfirice, trahitice şi tufuri. Gresiile roşii de la Stara Sviniţa şi Povalina le consideră triasic-inferioare, iar gresiile roşii de pe valea Ielişeva le compară cu Keuperul din Carpaţii nordici.

Roth v. Telegd (1894) recunoaşte în cadrul depozitelor permiene de la Munteana şi Starişte două serii : una alcătuită din conglomerate, gresii şi şisturi cu plante şi alta formată din roci eruptive cu multe piroclastite.

Schafarzik (1894) atribuie Carboniferului superior, pe argumente floristice, depozitele cu cărbuni de la Baia Nouă. Cercetînd şi partea vestică a zonei Sviniţa, el atribuie Carboniferului superior depozitele de pe valea Dragosela şi şisturile de pe valea Cozilele, semnalînd totodată încălecarea cristalinului peste sinclinalul Cozla-Cameniţa (1910).

Roth v. Telegd, Halavats (1911) şi Halavats (1913) au adus reale contribuţii la cunoaşterea Carboniferului superior şi a Permianului din zona Reşiţa, mai ales prin îmbogăţirea inventarului de floră.

O nouă etapă în cercetarea Carpaţilor Meridionali este inaugurată de Mrazec (1903), Murgoci (1905) şi continuată de Streckei-

Institutul Geologic al României

sen (1934) și Codarcea (1940), care ocupîndu-se în mod special de tectonică, sintetizează în lucrări de ansamblu toate datele geologice mai vechi. Astfel se ajunge la interpretarea în pînză a formațiunilor mezozonale peste cele epizonale și a unor duplicaturi în sedimentarul autohton.

În ultimul timp, necesitatea sporirii rezervelor de cărbuni a impus reluarea studiilor stratigrafice și tectonice la un grad înaintat de detaliu.

Răileanu (1953) semnalează în zona Svinița prezența Carboniferului pe valea Povalina și Valea Mare. În cadrul depozitelor permiene, autorul deosebește o serie terigenă și alta vulcanogenă. În seria terigenă recunoaște în bază orizontul argilelor cu plante care suportă orizontul gresiilor și conglomeratelor roșii. În orizontul gresiilor roșii se semnalează lentile de calcare cu Anthracosiidae.

Răileanu, Năstăseanu (1958) constată continuitatea de sedimentare dintre Carboniferul superior și Permianul inferior în facies continental din zona Reșița. Autorii acordă vîrsta autuniană șisturilor argiloase cu plante și le consemnează pe hartă ca un orizont bazal al Permianului inferior, iar gresiile și argilele roșii le atribuie Saxonianului. În ceea ce privește Carboniferul se semnalează existența unui nivel de brecii și conglomerate în bază, care trece progresiv la conglomerate, gresii și argile cu cărbuni.

Semaka (1962) discută valoarea stratigrafică a speciilor florei paleozoice citate din autohtonul danubian. Comparîndu-le cu rezultatele pe care le-a obținut prin studiul florei din zona Svinița, ajunge la concluzia că pe domeniul danubian este prezent Westphalianul B—D, Stephanianul și Rothliegendul.

C. Boldur, Alexandra Boldur (1962) semnalează prezența unor lentile de calcare de apă dulce în depozitele permiene de la Secu (est de Reșița).

Năstăseanu (1964) semnalează ingresiunea orizontului roșu al Permianului pe marginile zonei de sedimentare Reșița. Autorul semnalează și prezența tufitelor și tufurilor în depozitele permiene de la Oravița-Ciclova, precum și lentilele de calcare din seria roșie de la Gîrliște-Ciudanovița.

Stănoiu (1964) contribuie la aprofundarea cunoașterii stratigrafiei depozitelor carbonifere și mai ales la limita dintre acestea și cele permiene, făcînd cunoscută o faună de Anthracosidae. Autorul (1959) admite existența Westfalianului în zona Reșița pe unele argumente paleontologice.

Năstăseanu, Boldur (1964) descoperă cîteva petice de conglomerate carbonifere, în raza comunei Valeapai, NW de Reșița.

Institutul Geologic al României

Bițoianu, Ilie, Pitulea (1966) prezintă Carboniferul dintr-un foraj de la Camenița (zona Svinița), cu referire specială asupra petrografiei cărbunilor.

Ilie, Bițoianu (1967), făcînd studiul petrografic al huilelor carbonifere din sinclinalul Dragosela (zona Svinița), ajung la concluzia că sporii identificați ar putea pune în evidență prezența Westfalianului.

Bomboe (1967), ocupîndu-se de aspectele petrologice și paleogeografice ale depozitelor permiene, face și cîteva observații stratigrafice. Autorul consideră argilele negre (probabil cele cu *Callipteris* și *Walchia*?) din zona Reșița de vîrstă carbonifer-superioară, peste care urmează discordant gresiile și conglomeratele roșii și verzi ale Permianului. În zona Svinița consideră continuitate de sedimentare între Carboniferul superior și Permian. Aceeași concluzie lasă să se desprindă și pentru zona Presacina.

Năstăseanu, Bițoianu (1970), cercetînd depozitele Carboniferului inferior de la Drencova (zona Svinița), le atribuie pe argumente microfloristice Devonianului.

Beju (1970) identifică două asociații de microspori care caracterizează partea superioară a Stephanianului și Autunianului. Prima asociație a fost recoltată din gresiile și argilele grezoase ale Carboniferului superior, iar cea de a doua din argilele cu *Callipteris* și *Walchia*.

Formațiunile Paleozoicului superior au făcut obiectul și a numeroase rapoarte geologice, ca urmare a prospecțiunilor de suprafață sau a celor miniere. Dintre acestea ne vom referi la cele care au adus elemente noi în cunoașterea formațiunilor în discuție și asupra celor care fac sinteza unei perioade de cercetare.

C. Boldur, Alexandra Boldur (1955) consideră că la Secu (zona Reșița) există Carboniferul superior (Stephanian) și probabil o parte din cel mediu. Autorii insistă însă numai asupra Stephanianului pentru susținerea căruia citează o floră determinată de Mateescu.

Stănoiu, Cibotaru (1968) recunosc trei complexe în cadrul depozitelor carbonifere de la Lupac. În bază conglomeratele masive, apoi complexul grezos-conglomeratic și la partea superioară complexul grezos-argilos șistos, cu intercalații de cărbuni. Referitor la vîrsta acestor depozite trag concluzia că ele aparțin Westfalian-Stephanianului. Ultimul complex al Carboniferului devine mai argilos la partea superioară, conține rare exemplare de *Walchia* și trece treptat la orizontul argilo-grezos al Permianului. Autorii arată că la Clocotici argilele cu *Walchia și Callipteris* reprezintă secvențe în gresiile roșii, atribuind în consecință și orizontul gresiilor roșii Autunianului.

Institutul Geologic al României

Boldur, Stănoiu, Stillă (1963) prospectînd zona Svinița, tratează depozitele carbonifere după schema stratigrafică prezentată de Semaka (1962). În depozitele permiene disting : orizontul șisturilor argiloase negre cu plante, orizontul piroclastic cu porfire roșii și verzi și orizontul piroclastic cu roci porfirice albe. Încadrarea stratigrafică a acestor orizonturi o fac în acord cu Răileanu (1953), adică primele două atribuindu-le Rothligendului inferior, iar ultimele două Rothligendului superior.

Pitulea (1968), sintetizînd datele prospecțiunilor de suprafață, miniere și foraje, ajunge la concluzia că există depozite care aparțin Carboniferului inferior (facies de Culm), Carboniferului superior (în care înglobează și porfirele roșii de la Camenița) și Permianului pe care-l tratează după schema stratigrafică a lui Răileanu (1953).

Bițoianu (1966—1970) se ocupă cu studiul florei paleozoice aducînd noi argumente pentru existența Westfalianului și Autunianului. Astfel în cadrul zonei Svinița pune în evidență prezența Westfalianului C—D pe valea Povalina și la Baia Nouă și Westfalianul D (superior) — Stephanianul A (inferior) la Dragosela. În zona Reșița menționează existența Westfalianului D pe pîrîul Arii, Stephanianul A—C la Lupac, Esenovăț, Bîrzavița și Autunianului inferior și mediu, la Clocotici.

Maxim și Petrescu (1970), studiind o floră existentă în cadrul colecției Universității din Cluj, provenită de la Secu, ajung la concluzia că în această parte a zonei Reșița ar putea fi prezent Stephanianul bazal.

II. CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

Pe teritoriul țării se cunosc mai multe domenii cu depozite paleozoice, fiecare individualizat prin evoluția lui geotectonică.

Domeniul carpatic, cu caractere de orogen puternic afectat de mișcările hercinice, are formațiuni carbonifer-inferioare în facies marin și formațiuni westfalian-permiene continentale. Ultimele reprezintă molasa ciclului hercinic și ele constituie obiectul studiului de față.

În regiunea la care ne referim, formațiunile de molasă se dispun discordant pe un fundament cristalin care aparține la două unități tectonice deosebite (pînza getică și autohtonul) semnalate de Murgoci (1905). Pe aceste unități, care într-o interpretare mai nouă au fost denumite domeniul getic și domeniul danubian (Codarcea, 1940) au funcționat trei zone de sedimentare mai importante : zona Reșița pe unitatea getică și zonele Svinița și Presacina pe unitatea danubiană (pl. I).

Institutul Geologic al României

În Carpaţii Meridionali se constată cea mai mare răspîndire şi grosime a depozitelor westfalian-permiene de pe teritoriul carpatic românesc. Unele aspecte lito şi biofaciale deosebite pe care le prezintă uneori depozitele în discuţie, sînt determinate de condiţiile paleogeografice specifice celor două unităţi tectonice ale Carpaţilor Meridionali.

Depozitele carbonifere (Westfalian-Stephanian) apar sub forma unor petice izolate în zona Reşiţa, în zona Sviniţa şi la Valeapai. Ele sînt alcătuite în general dintr-o serie detritică cenuşie cu cărbuni. În baza seriei predomină breciile şi conglomeratele, iar la partea superioară gresiile şi argilele.

Formaţiunile permiene (Autunian-Saxonian?) ocupă suprafeţe mult mai întinse decît cele carbonifere, atît pe unitatea getică (zona Reşiţa), cît şi pe cea danubiană (zonele Sviniţa şi Presacina).

Depozitele permiene sînt în general terigene la partea bazală şi de origine vulcanogenă la partea superioară, avînd frecvent culoare roşie.

Pentru sistematizarea lucrării vom prezenta stratigrafia formaţiunilor de molasă, pe zone de sedimentare (vezi fig.).

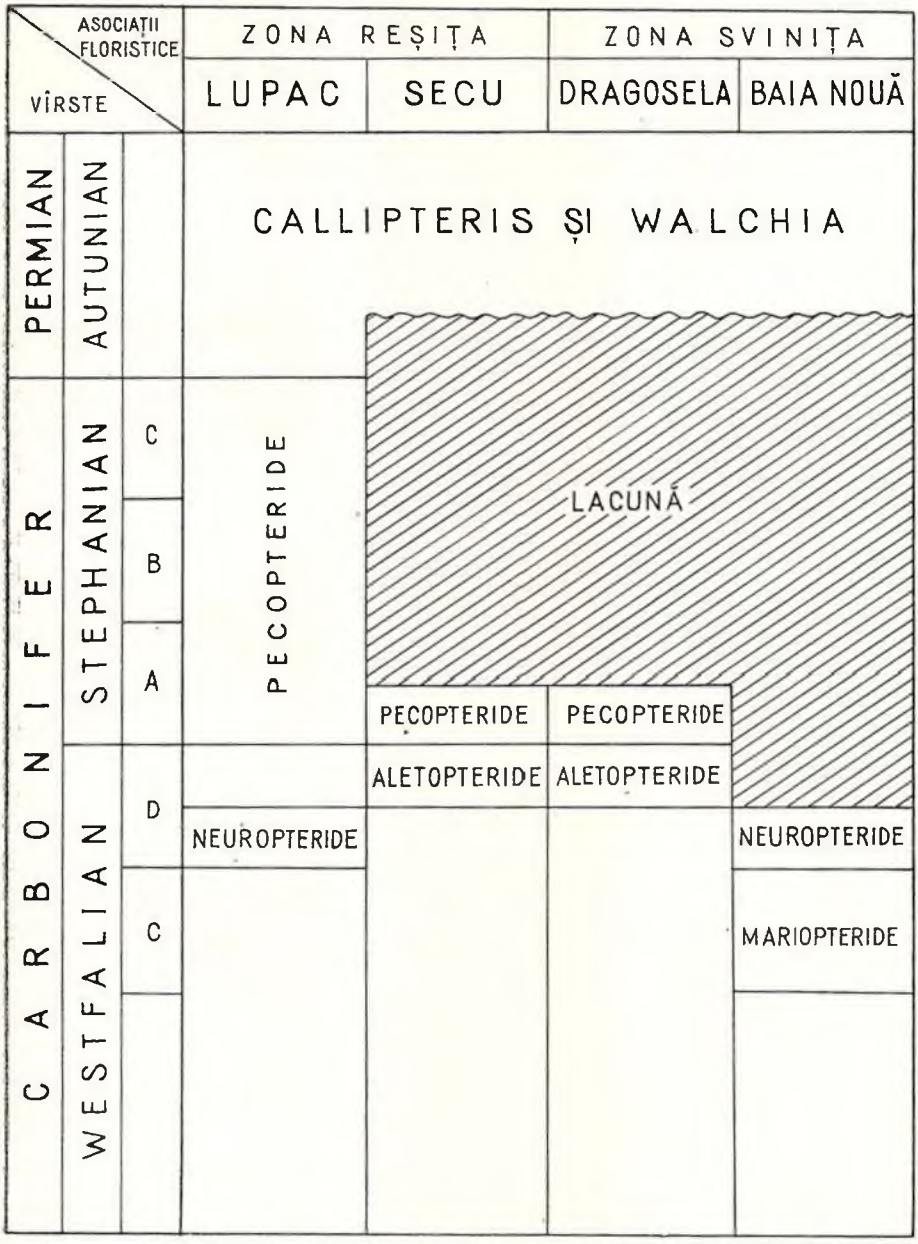
Zona Reşiţa

Formaţiunile carbonifere şi permiene sînt foarte bine dezvoltate în extremitatea nordică a zonei, în sectorul Lupac-Clocotici-Gîrlişte. Aici este singurul loc din Carpaţii Meridionali unde depozitele carbonifere au cea mai completă dezvoltare, iar trecerea progresivă de la acestea la cele permiene constituie o certitudine. (pl. II).

Carbonifer. Succesiunea carboniferă din sectorul Lupac-Clocotici-Gîrlişte este susceptibilă de a fi divizată în mare în trei complexe litologice (S t ă n o i u, C i b o t a r u — 1968), conglomeratic, grezos-conglomeratic şi grezos-argilos. Primele două complexe aparţin Westfalianului, iar ultimul Stephanianului, aşa cum a presupus şi S t ă n o i u (1959).

Westfalian. C o m p l e x u l c o n g l o m e r a t i c. Peste şisturile cristaline de tip Semenic se dispun conglomerate masive, nestratificate, formate predominant din elemente foarte slab rulate, constituite din mica-şisturi, gnaise şi mai rar cuarţ. Elementele, care pot ajunge pînă la 1 m diametru, sînt împlîntate într-un ciment grezos sau argilos, ceea ce face ca roca să fie uşor dezagregată. Numai spre partea superioară încep să apară destul de rar secvenţe grezoase subţiri, realizîndu-se astfel un început de stratificaţie.

Institutul Geologic al României



Tabel corelativ privind molasa hercinică din Carpații Meridionali.
Tableau corrélatif pour la molasse hercynienne des Carpates Méridionales.

Institutul Geologic al României

Conglomeratele apar bine reprezentate pe valea Bîrzavița (coloana 10), Reșița și Secu, unde stau peste cristalinul de Semenic. La Lupac, de-a lungul faliei vestice, ele vin în contact tectonic cu cristalinul de Locva. Complexul conglomeratic are uneori grosimi în jur de 300 m. Dar este evident faptul că spre centrul zonei de sedimentare el pierde simțitor din grosime. Aceasta datorîndu-se probabil, în cea mai mare parte, trecerii laterale la conglomerate cu intercalații de gresii.

Conglomeratele, care apar de-a lungul faliei vestice, sînt slab metamorfozate, căpătînd aspect laminat de sernifite. Acest fenomen ar putea fi pus pe seama unui dinamo-metamorfism produs prin încălecarea ce a avut loc de-a lungul falici vestice (N ă s t ă s e a n u, 1964).

Vîrsta acestui complex este greu de precizat datorită absenței resturilor organice. Poziția inferioară pe care o ocupă față de complexul grezos-conglomeratic (Westfalian D inferior), ar putea sugera existența unor termeni mai vechi ai Westfalianului.

Pe marginea estică și nordică a zonei Reșița, la Zăgrădia (Bozovici), Secu, Reșița și Măgura Brebului, direct pe cristalinul getic se așază discordant conglomerate și brecii constituite aproape numai din elemente de cristalin. Aceste depozite sînt întrutotul comparabile cu orizontul conglomeratic din sectorul Lupac-Gîrliște.

C o m p l e x u l g r e z o s-c o n g l o m e r a t i c. De la conglomeratele masive se trece progresiv, uneori printr-un pachet destul de gros de conglomerate și gresii, la o succesiune în care predomină gresiile cuarțo-feldspatice cu intercalații subordonate de conglomerate, microconglomerate și șisturi argiloase, totalizînd grosimi cuprinse între 200 și 300 m. Culoarea predominantă este cenușiul, însă destul de des abundența materiei cărbunoase imprimă rocilor tente negricioase. Piritizările, care apar destul de frecvent, pot fi puse pe seama mediului reducător favorizat de abundența materiei organice. Gresiile sînt formate predominant din granule de cuarț și feldspat la care se adaugă paete de mică și fragmente de roci cristaline. Cimentul silicios, foarte rar calcaros, de cele mai multe ori lipsește, granulele luînd contact după linii zimțate. Feldspatul apare foarte frecvent caolinizat.

Conglomeratele, care pot atinge grosimi pînă la zeci de metri, se deosebesc de cele ale orizontului bazal prin prezența stratificației, absența elementelor de dimensiuni mari, cît și printr-o duritate mai mare. Ele prezintă dese intercalații grezoase. Intercalațiile argiloase, aproape inexistente în bază, devin din ce în ce mai numeroase spre partea superioară. Această succesiune are în mare o stratificație lenticulară, între conglome-

Institutul Geologic al României

rate, gresii și șisturi argiloase observîndu-se numeroase treceri laterale de facies. Pe valea Arii, afluent pe stînga al văii Bîrzava (coloana 3), în jumătatea inferioară a pachetului grezos-conglomeratic, Stănoiu (1968) a semnalat un punct fosilifer din care au fost determinate, următoarele resturi de plante : *Paripteris (Neuropteris) gigantea* Sternb., *Neuropteris ovata* Hoffm., *N. tenuifolia* Schl., *Linopteris neuropteroides* (Gutb.) Pot. etc. Ele indică prezența Westfalianului D inferior (Bițoianu, 1969).

La Secu, de la complexul conglomeratic se trece gradat la gresii cuarțo-feldspatice și microconglomerate cu intercalații de șisturi argiloase, care la partea superioară conțin o bogată floră cu aletopteride. Dintre acestea menționăm : *Alethopteris serli* Brongn., *A. pluckeneti* Schloth, *A. lonchitica* (Schloth.) Zeill., *A. grandini* Brongn. etc., care caracterizează Westfalianul D superior.

Asociația cu aletopteride indică o poziție stratigrafică superioară celei cu neuropteride din valea Arii, ceea ce pledează pentru existența întregului Westfalian D în complexul grezos-conglomeratic.

Stephanian. Complexul grezos-argilos. Progresiv, uneori pe intervale destul de largi, de la complexul grezos-conglomeratic se trece la o succesiune de gresii cuarțo-feldspatice, microconglomerate și șisturi argiloase cu rare intercalații de conglomerate. Spre partea superioară, șisturile argiloase devin din ce în ce mai frecvente, în așa fel că, la limita cu Permianul, ele ajung să predomine în cele mai multe dintre cazuri. Procentual, față de complexul precedent, secvențele conglomeratice se reduc simțitor. Grosimea acestui complex este evident mai mare decît a celor precedente, ea poate fi apreciată la 400 — 500 m. Abundența materiei cărbunoase imprimă complexului o culoare cenușiu-negricioasă, destul de caracteristică. În complexul grezos-argilos se intercalează și strate de cărbuni. Aici este cantonat complexul cărbunos de la Lupac, Clocotici și valea Bîrzavița și partea superioară a celui de la Secu (coloanele : 1,2, 6,8,9 și 11).

Complexul grezos-argilos de pe valea Bîrzavița conține numeroase resturi de plante fosile, dintre care citățm : *Sphenophyllum angustifolium* (Germ.) Goepp., *S. verticillatum* Schloth., *Pecopteris feminaeformis* Schloth., *P. arborescens* Schloth., *P. polymorpha* Brongn, *P. cyathea* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *Annularia stellata* Schloth., *A. sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *Calamostachys* sp., *Trigonocarpus* sp. De la obîrșia aceleiași văi, dintr-un pachet de gresii cu intercalații de șisturi argiloase și cărbuni (strate de

Institutul Geologic al României

10 cm grosime) s-au recoltat resturi de *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. cyathea* Schloth., *P. hemiteliodes* Brongn., *P. longifolia* Brongn., *P. candolleana* Brongn., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ., *Annularia stellata* Schloth., *A. sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. longifolia* Brongn., *Calamostachys* sp. Brongn., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc.

Pe valea Esenovăţ, la cca 600 m de drumul ce duce la Clocotici, s-au colectat (Bitoianu, 1969) resturi de *Pecopteris cyathea* Schloth., *P. hemitelioides* Brongn., *P. candolleana* Brongn., *P. longifolia* Brongn., *P. polymorpha* Brongn., *Callipteridium pteridium* Schloth., *Calamites undulatus* Sternb., *Calamostachys tuberculata* Sternb., etc.

Haldele exploatărilor miniere de la Lupac au oferit eşantioane cu: *Pecopteris longifolia* Brongn., *P. cyathea* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *P. hemiteliodes* Brongn., *P. paleacea* Zeiller, *P. lepidorachis* Brongn., *Annularia stellata* Brongn., etc.

Stur (din Atanassiu, 1913) menţionează de la Gîrlişte: *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A stellata* Schloth., *Pecopteris arborescens* Schloth., *Stigmaria ficoides* Brongn. etc. In plus, la Lupac se mai menţionează *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Sphenophyllum emarginatum* Brongn., *S. oblongifolium* Germ., *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., *Calamites suckovi* Brongn., *C. cisti* Brongn., *C. undulatus* Sternb., *C. gigas* Brongn., *Pecopteris plumosa* Artis, *P. unita* Brongn., *P. miltoni* Artis, etc.

Din complexul cărbunos de la Secu, Mateescu (1957) menţionează: *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. longifolia* Brongn., *A. stellata* Schloth., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaulf., *S. angustifolium* (Germ.) Goepp., *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., *Calamites multiramis* Weiss, *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. truncata* Rost, *P. cyathea* Schloth., *P. polymorpha* Brongn., *Linopteris neuropteroides* (Guth.) H. Pot. etc. În afară de acestea, noi am mai recoltat: *Pecopteris hemitelioides* Brongn.

Asociaţia floristică, precum şi trecerile progresive ale acestui complex spre formaţiunea autuniană cu *Callipteris conferta* şi spre complexul grezos conglomeratic cu floră de tip Wesfalian D, indică prezenţa întregului Stephanian în complexul grezos-argilos.

Institutul Geologic al României

Forajele în curs de executare la Lupac (S_1), Clocotici (S_2 și S_3) și Bîrzaviţa (S_4) au confirmat într-o măsură destul de mare orizontarea făcută pe baza deschiderilor naturale. Cel mai edificator profil este cel al forajului Bîrzaviţa (S_4) care a străbătut orizonturile superioare și a fost oprit în cel bazal (orizontul conglomeratic). Din corelarea lor se desprinde și variaţia mare de facies de care am amintit mai înainte. De asemenea, se poate observa cu multă uşurinţă cum grosimea mare a orizontului conglomeratic din Bîrzaviţa (regiunea marginală) scade progresiv către Clocotici și mai ales la Lupac (regiune centrală). Aceasta datorîndu-se îndinţării laterale de facies cu complexul grezos conglomeratic, a cărui grosime scade de la Lupac spre Bîrzaviţa. Complexul grezos argilos este caracterizat prin prezenţa stratelor de cărbuni și micșorarea grosimii în mod progresiv, cu cît ne depărtăm de Lupac și ne apropiem de Bîrzaviţa.

Permian. Uneori, depozitele permiene au la partea bazală un complex argilos negru, urmat de un complex grezos conglomeratic roșu, alteori sînt reprezentate numai prin ultimul complex. Ambele complexe aparţin Autunianului. La Oraviţa și Ciclova apar tufuri și tufite acide intercalate într-o serie de argile roșii, care ar putea reprezenta Saxonianul.

Autunian. Complexul argilos. Am atribuit acestui complex depozitele predominant argiloase, în care se intercalează gresii fine, calcare de apă dulce, uneori chiar conglomerate. Aceste depozite totalizează o grosime maximă de 300 m pentru părţile mai adînci ale zonei de sedimentare. În porţiunile ridicate, ele se subţiază simţitor, mergînd pînă la totala lor dispariţie. Culoarea depozitelor este obișnuit negricioasă, însă se întîlnesc și secvenţe mai ales grezoase, de culoare roșcată, care pot începe chiar din baza complexului, dar care devin abundente abia la partea superioară. Se realizează astfel trecerea la complexul superior de culoare roșie.

Complexul argilos corespunde cu orizontul șisturilor negre cu plante (Autunian) semnalat anterior de Răileanu, Năstăseanu (1968).

Variaţiile de facies mai importante existente în cadrul acestui complex vor fi subliniate prin prezentarea cîtorva coloane stratigrafice întocmite fie din aflorimente, fie din datele de foraj. Acestea au fost alese funcţie de claritatea relaţiilor dintre complexe și de bogăţia argumentelor paleontologice care au contribuit la trasarea limitei Stephanian-Autunian.

În regiunea Lupac, Permianul este reprezentat în general prin șisturi argiloase cenușii sau gălbui, cu intercalaţii de gresii cuarţitice cenușii,

Institutul Geologic al României

dure, care urmează în continuitate de sedimentare peste complexul grezos-argilos al Stephanianului.

În versantul drept al văii Lupac (300 m E de galeria Ghizela I), la partea superioară a complexului grezo-argilos (Stephanian) urmează şisturi argiloase cenuşii, cu intercalaţii subordonate de gresii. De la baza succesiunii de şisturi, în care apare şi o intercalaţie de cărbune, am recoltat exemplare de: *Pecopteris feminaeformis* Schloth., care indică Stephanianul. Urmează un pachet de argile negre gros de 100 m, unde exemplarele de *Walchia*, devin din ce în ce mai numeroase, marcînd începutul Autunianului.

Din şisturile argiloase negre care apar în sinclinalul Lupac s-a determinat: *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Callipteris naumanni* Gutb., etc. Asociaţia menţionată conferă şisturilor argiloase vîrsta autuniană.

Pe valea Lupacul Bătrîn şi valea Ţiganului, în complexul argilos se intercalează cîteva bancuri de conglomerate brecioase, cu elemente de micaşisturi. Prezenţa conglomeratelor la partea inferioară a complexului argilos de la Lupac este şi mai evidentă în forajul de pe malul drept al văii Ţiganului (S_1). Aici au fost interceptate conglomerate şi microconglomerate alternînd cu argile cu *Walchia*.

La Gîrlişte (col. 4), pe valea Vidra (afluent al văii Anina), se observă cum se trece progresiv de la Stephanian la un complex argilos, care poate atinge o grosime de pînă la 250 m. Este de remarcat faptul că aici succesiunea debutează prin argile negre cu rare intercalaţii grezoase cenuşii, care pe la jumătatea intervalului încep să prezinte şi secvenţe de culoare roşcată. La partea superioară predomină gresiile cenuşii în care sînt intercalaţii de conglomerate. Pe un alt afluent al văii Anina, mai la nord de cel amintit şi tot pe stînga văii, în partea mediană a complexului se găsesc mai multe lentile de calcare de apă dulce. Aici, de la pachetele cu intercalaţii de calcare se trece la gresii friabile micacee, de culoare violacee, cu rare intercalaţii de argile negre, spre deosebire de valea Vidra, unde peste gresiile cenuşii urmează numai depozite detritice roşii. Din complexul argilos de pe văile menţionate s-au recoltat resturi de *Callipteris conferta* Sternb., şi numeroase exemplare de *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin. Asocierea acestor forme este suficientă pentru a dovedi existenţa Autunianului şi în această parte a zonei.

În sectorul Clocotici-Bîrzaviţa, complexul argilos este invadat evident de depozite grezoase roşii (Stănoiu şi Cibotaru, 1968). La Clocotici de la complexul grezo-argilos (Stephanian) se trece treptat,

Institutul Geologic al României

dar pe un interval stratigrafic foarte scurt, la gresii și microconglomerate (forajul S_2) sau la gresii și gresii argiloase cu Anthracosidae și *Walchia* (forajul S_3), care uneori au culoare roșie. Mult mai evidentă este abundența gresiilor pe un afluent de dreapta al văii Clocotici, care confluează la biserica din sat. Aici (coloana 7) se dezvoltă o succesiune de gresii cu vermiculații și foarte micafere, violacee. Ele sînt mult mai friabile decît cele carbonifere, cu care ar putea fi confundate datorită intercalațiilor de șisturi argiloase negre. Frecvent în șisturile argiloase ale complexului argilos, și numai foarte rar în gresii, se găsesc numeroase resturi de plante fosile : *Pecopteris cyathea* Schloth., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Callipteris conferta* Sternb., *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Ernestiodendron filiciformis* Sternb., etc. Această asociație indică Autunianul. Prezența intercalațiilor de șisturi argiloase cu plante de tip Autunian la partea cea mai superioară a gresiilor roșii din sinclinalul Clocotici, demonstrează că aici depozitele roșii permiene nu se ridică mai sus de Autunian.

Aceeași situație se observă pe valea Bîrzavița și în forajul de pe dreapta văii (S_4), unde formațiunea permiană are însă culori predominant cenușiu-negricioase și numai secvențe izolate de culoare violacee (ca în valea Vidra). Din argilele grezoase negre de pe halda unei galerii situată pe malul drept al văii Bîrzavița, Eufrosin (1964) citează *Palaeoniscus duvernnoy* Agassiz. În baza complexului argilos din valea Bîrzavița apar intercalații de gresii cenușii micacee din care Stănoiu (1964) a determinat lamelibranhiate de apă dulce: *Carbonicola carbonaria* (Goldf.) și *Anthracomya* cf. *thuringensis* (Geinitz). Intercalațiile cu Anthracosidae au fost întîlnite și în baza complexului argilos interceptat în forajele de la Clocotici (S_3) și Bîrzavița (S_4).

O ivire cu totul izolată, de argile negre autuniene se cunoaște și la Sasca Montană, pe valea Vîrîți.

Complexul grezos-conglomeratic roșu. În continuitate cu complexul argilos de la Gîrliște urmează o succesiune de gresii micacee și conglomerate cu intercalații de argile, pe o grosime în jur de 1000 m (coloana 4). Culoarea acestui complex este roșie sau uneori verzuie. Pe cărarea care leagă localitatea Gîrliște de Ciudanovița și pe drumul nou dintre Ciudanovița și Maidan se găsesc frecvente bancuri de calcare de apă dulce, intercalate în gresii roșii. Valea Jitinului, valea Natra și valea Lișava oferă cele mai complete profile prin acest complex, alcătuit aproape exclusiv din gresii și conglomerate cu structură torențială.

Institutul Geologic al României

Între Goruia şi Ciudanoviţa în partea inferioară a complexului apar intercalaţii de şisturi argiloase gălbui cu *Callipteris* şi *Walchia*.

În sectorul Reşiţa-Secu, peste formaţiunea carboniferă, ajungînd uneori direct pe cristalin (Rîul Alb, col. 12), se individualizează o succesiune groasă de 800 m, constituită din conglomerate roşii cu elemente de cristalin şi cuarţ, care alternează cu gresii şi gresii argiloase roşii. În partea superioară gresiile încep să fie înlocuite prin şisturi argiloase roşii sau negricioase (B o l d u r , B o l d u r , 1955). Din gresiile roşii de la Secu M a t e e s c u (1957) citează: *Lebachia piniformis* (S c h l o t h.) F l o r i n, *Ernestiodendron filiciformis* (S c h l o t h.), *Odontopteris obtusiloba* N a u m., şi *Callipteris conferta* S t e r n b . Această asociaţie arată că seria roşie din acest sector aparţine Autunianului.

Complexul grezos-conglomeratic roşu mai apare sub formă de iviri reduse la Comarnic şi pe valea Caraşului.

La Anina, în axul unei structuri anticlinale, apar gresii şi argile roşii cu pete verzi. Uneori gresiile sînt foarte grosiere şi au o evidentă structură torenţială, ca şi cele de la Ciudanoviţa.

Asociaţiile floristice menţionate de la Secu şi Goruia, precum şi cele citate de la Clocotici (S t ă n o i u , C i o b o t a r u , 1958) indică o vîrstă autuniană.

Deoarece în sectorul Gîrlişte-Ciudanoviţa, acolo unde complexul grezos-conglomeratic roşu prezintă grosimea cea mai mare, argumentele paleontologice pentru vîrsta autuniană se găsesc numai în jumătatea inferioară, nu excludem posibilitatea existenţei la partea lui superioară a Saxonianului. În consecinţă ceea ce era atribuit de R ă i l e a n u , N ă s t ă s e a n u (1958) Saxonianului, aparţine în bună parte Autunianului.

Saxonian. În gresiile şi argilele roşii de la Oraviţa-Ciclova (col. 5) se cunosc intercalaţii de tufuri şi tufite acide (N ă s t ă s e a n u , 1964). Ţinînd seama de succesiunea stratigrafică a depozitelor permiene din zona Sviniţa, s-ar putea ca cele de la Oraviţa-Ciclova să fie de asemenea superioare Autunianului.

Zona Sviniţa

Spre deosebire de zona Reşiţa, aici formaţiunile carbonifere afloreză pe suprafeţe mult mai restrînse, iar cele permiene sînt mai extinse (pl.II).

Carbonifer. Succesiunea depozitelor carbonifere a fost reconstituită prin asamblarea unor profile disparate, separîndu-se două complexe

Institutul Geologic al României

cărbunoase de vîrste diferite. Astfel asociațiile floristice indică pentru complexul cărbunos de la Baia Nouă-obîrșia văii Povalina o vîrstă mai veche (Westfalian C—D inferior) iar pentru cel de pe valea Dragosela o vîrstă mai nouă (Westfalian D superior—Stephanian A inferior).

Westfalian. La Baia Nouă, peste un fundament constituit din gnaise se dispun discordant gresii grosiere cu rare intercalații conglomeratice și argiloase, toate de culoare cenușiu-negricioasă. La partea superioară se află situate două strate de cărbune, care sînt exploatate aproape integral. Peste depozitele descrise, pe alocuri formînd chiar acoperișul stratelor de cărbune, se găsesc porfire cuarțifere permiene.

La sud de Baia Nouă, în bazinul văii Povalina, depozitele carbonifere aflorează pe valea Zereni și valea Coșarnița, constituind o bandă îngustă care se sprijină pe gabbrourile de Iuți și suportă depozitele permiene. Mai la sud, banda de Carbonifer dispare pe o porțiune în care depozitele permiene ajung să stea direct pe gabbroul de Iuți. La obîrșia văii Povalina reapar depozitele carbonifere, sub forma unei fîșii înguste care înconjoară versantul sudic al dealului Cucuiova. Pe această fîșie au fost amplasate galerii de coastă care au explorat niște lentile mici de cărbune. Depozitele carbonifere din această regiune sînt foarte asemănătoare cu cele de la Baia Nouă, deoarece sînt reprezentate prin aceleași gresii grosiere, între care se intercalează conglomerate și argile cenușii negricioase cu un conținut floristic asemănător. Din flora colectată de la Baia Nouă și valea Coșarnița, Bițoianu (1966 și 1968) citează: *Neuropteris linguaefolia* P. B., *N. tenuifolia* Schloth., *Linopteris neuropteroides* (Gutb.) H. Pot., *Corynepteris coralloides* Gutb., *Calamites carinatus* Sternb., *Lepidodendron acutum* Presl., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb., *Sigillaria polyploca* Boulay, *Mariopteris hirsuta* Corsin, *M. sauveuri* (Brongn.) Stur, *M. nerevosa* Brongn., *Alethopteris serli* Brongn. În afară de speciile menționate, Răileanu (1953) mai citează *Stigmaria ficoides* Brongn., *Calamites cisti* Brongn., *Annularia* cf. *radiata* Brongn., etc.

Din analiza florei prezentate se desprinde o asociație cu mariopteride și alta cu neuropteride, care caracterizează Westfalianul C și D inferior (Bițoianu, 1966, 1968). Semaka (1962) consideră prezent și Westfalianul B, pe valea Povalina.

Profilul văii Dragosela (coloana 14) este singurul care a permis realizarea unei coloane stratigrafice pe o grosime de 200 m. Ne referim la Carboniferul care apare pe flancul sud-estic al unui anticlinal situat la 2 km în amonte de confluența cu Valea Mare. Aici peste șisturile cris-

Institutul Geologic al României

taline care stau la verticală și au direcția NS, se dispune un pachet gros de 70 m, de conglomerate mărunte, cu căderi de 40° spre SE și direcția NE-SW. Conglomeratele, reprezentate prin bancuri submetrice, sînt constituite în cea mai mare parte din elemente de cuarț alb, bine rulat și elemente de cristalin. Matricea este grezoasă micacee, dură și de culoare cenușie. Din loc în loc se intercalează în conglomerate bancuri decimetrice de gresii micacee cenușii, grosiere. Progresiv se trece la un pachet gros de 30 m, de argilă micacee cenușiu-negricioasă, cu o stratificație evidentă în plăci. De la argilă se trece treptat la o succesiune groasă de 100 m, reprezentată printr-o alternanță deasă de gresii arcoziene și microconglomerate cu intercalații de argile negre cărbunoase. În partea mijlocie a acestei succesiuni se află și o lentilă de cărbune, care a fost explorată printr-o galerie de coastă. De la partea superioară a succesiunii de pe Dragosela, din baza complexului cărbunos, menționăm următoarele resturi de plante: *Lepidodendron obovatum* Brongn., *Asterophyllites longifolius* Sternb., *Alethopteris grandini* Brongn., *Palmatopteris furcata* Brongn., *Pecopteris plumosa dentata* (Artis, Brongn.). Asociația întîlnită caracterizează Westfalianul D superior (Bițoianu, 1968). Westfalianul B, semnalat de Semaka (1962) în același loc, nu-și găsește confirmarea paleontologică.

În sectorul Dragosela au fost executate două sonde (S_6 și S_7) care au străbătut o succesiune asemănătoare celei descrise mai sus. În concluzie în baza coloanelor stratigrafice din acest sector se remarcă un pachet conglomeratic, iar la partea superioară o alternanță de gresii și conglomerate cu intercalații de argile și cărbuni. Complexul cărbunos este destul de restrîns, prezentînd numai mici lentile de cărbuni la partea superioară a seriei carbonifere.

Iviri de Carbonifer se mai cunosc în bazinul văii Sirinia, pe văile Stînci și Cozilele (afluenți pe dreapta ai Siriniei) și puțin mai la nord de confluența cu acestea, chiar în valea Sirinia. Carboniferul de aici este reprezentat prin gresii și argile cenușii negricioase, foarte asemănătoare cu cele din valea Dragosela (Răileanu, 1953).

În partea mai vestică a zonei menționăm forajul de la Berzasca (S_5) în care depozitele carbonifere prezintă un aspect mai puțin grosier decît cele din sectorul Dragosela. Sub aceste depozite se găsesc formațiuni argilo-grezoase, probabil devoniene. Vîrsta devoniană o atribuim pe baza paralelizării litofaciale cu depozitele devoniene de la Drencova, datate palinologic de Năstăseanu, Bițoianu (1970).

Institutul Geologic al României

Un aspect cu totul deosebit al Carboniferului ar fi cel interceptat într-un foraj amplasat pe depozitele cretacic-superioare din sinclinalul Cameniţa. După datele publicate de Bițoianu, Ilie, Pitulea (1966) rezultă că sub un pachet foarte gros de porfire permiene, se găseşte o succesiune subțire de gresii şi argile grezoase cu patru intercalaţii de cărbuni. Cărbunii au o dezvoltare lenticulară deoarece n-au mai fost întîlniţi în celelalte foraje amplasate în imediata vecinătate. Sub complexul acesta cărbunos au fost interceptate porfire roşii pe o grosime de cca 200 m, cu două intercalaţii subțiri de gresii. Mai jos, pe cîțiva metri, s-au întîlnit gresii şi gresii argiloase cenuşii-negre care stau pe cristalin. Din argilele situate în culcuşul şi acoperişul stratelor de cărbuni se citează *Calamites suckowi* Brongn. Plecînd de la prezenţa acestei forme, frecventă în Carboniferul din regiune şi de la prezenţa stratelor de cărbune, se trage concluzia că toată succesiunea cuprinsă între adîncimea de 354 şi 717 m aparţine Carboniferului superior.

Prezenţa porfirelor roşii, care nu sînt citate în asociaţie cu depozitele carbonifere din Carpaţii Meridionali, ar putea fi interpretată şi ca o străpungere legată de erupţiunile permiene frecvente în regiune.

Stephanian. De la partea superioară a complexului cărbunos de pe valea Dragosela, în afară de flora westfaliană citată, am recoltat şi forme care indică Stephanianul A inferior, spre exemplu: *Pecopteris paleacea* Zeiller, *Pecopteridium armasi* Zeiller, etc. În acest caz, complexul cărbunos din sectorul Dragosela reprezintă un echivalent stratigrafic al celui de la Secu, din zona Reşiţa.

Stephanianului poate să-i revină o bună parte din succesiunea depozitelor de pe văile Stînei şi Cozilele, precum şi a celor din forajele Cameniţa, Berzasca şi Dragosela.

Permian. În formaţiunea permiană s-au separat două complexe: unul inferior detritogen (Autunian) şi altul superior vulcanogen (Saxonian?).

Autunian. Complexul detritogen. Pe valea Ielişeva, formaţiunile permiene descriu un anticlinal larg în axul căruia apar, de sub gresii roşii şi aglomerate, argile grezoase cenuşiu-negricioase sau cu tente verzui. Din aceste argile negricioase am colectat exemplare rău conservate de *Lebachia piniformis* Schlotn, iar Telegd (1894) citează: *Pinnularia capillacea* Lindl. et Hutt., *Walchia piniformis* Schloth., *Hymenophyllites semiallatus* Gein., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Alethopteris* sp. Ultima formă ar putea fi un exemplar

Institutul Geologic al României

de *Callipteris*, dacă ţinem seama de trăsăturile morfologice foarte asemănătoare ale celor două genuri, altfel ar fi greu de explicat prezenţa ei într-o asociaţie de Permian. Este important de subliniat faptul că un foraj (S_8), amplasat pe axul anticlinalului din valea Ielişeva, a străbătut 735 m de depozite permiene şi apoi a intrat în serpentinite. Din profilul sondei întocmit de P i t u l e a (1968) rezultă că direct pe fundament se dispun cîţiva metri de argile, apoi urmează 20—30 m de aglomerate. Următorii 650 m sînt reprezentaţi prin gresii şi gresii argiloase cu intercalaţii de conglomerate şi argile, iar pe ultimii 30—40 m de la partea superioară a coloanei apar intercalaţii de aglomerate. Rezultă că ceea ce se considerase baza succesiunii permiene (orizontul gresiilor şi şisturilor cu plante) de R ă i l e a n u (1953), este numai o secvenţă grezo-argiloasă lenticulară, situată la partea superioară a complexului detritogen de pe valea Ielişeva (cca 800 m grosime).

Pe valea Povalina, direct peste gabbrouri, se dispun gresii argiloase roşii în baza cărora se găseşte o intercalaţie subţire şi lenticulară de calcar roşcat nodulos (coloana 19). Din acest calcar, situat deci în partea inferioară a Permianului, R ă i l e a n u (1953) citează: *Anthracomya thuringensis* G e i n i t z, *Carbonicola carbonaria* G o l d f u s s şi *Esteria* sp., forme fără o valoare stratigrafică strictă, însă importante ca repere de corelare în cadrul depozitelor permiene. Peste gresiile cu Anthracosidae urmează depozite piroclastice, groase de peste 1000 m, care ocupă cursul inferior al văii Povalina.

Între valea Selschi şi Trii Cule, depozitele permiene sînt reprezentate predominant prin gresii şi argile roşii cu intercalaţii subţiri de conglomerate, tufuri şi lentile de calcare. Remarcăm că în baza formaţiunii se găsesc conglomerate grosiere cu frecvente elemente bine rulate provenite din masivul de gabbrou, peste care se dispun discordant. Cu acest aspect depozitele permiene se urmăresc spre NW, pînă la valea Povalina, unde am amintit că în partea bazală au intercalate calcare cu antracosidae.

În bazinul văii Mraconia, pe valea Lespezilor şi mai la nord, pînă în valea lui Vioran, sub depozitele atribuite Permianului, S c h a f a r z i c k (1912), C o d a r c e a (1940) şi R ă i l e a n u (1953) separă o fîşie de depozite carbonifere. Acestea sînt alcătuite din conglomerate cu elemente de cuarţ, din gresii arcoziene, gresii micacee roşcate şi argile negricioase, cu lentile de calcare de apă dulce silicifiate. Prezenţa secvenţelor de culoare roşcată, precum şi a lentilelor de calcare de apă dulce caracteristice formaţiunilor permiene din zonă, constituie argumente pentru atribuirea acestor depozite Permianului. In partea de W a zonei, pe valea

Institutul Geologic al României

Dragosela, începînd de la confluenţa cu Valea Mare, direct pe cristalin se dispun conglomerate grosiere cu multe elemente de cristalin, slab cimentate. Acestea comportă intercalaţii foarte subţiri de argile grezoase cenuşiu-negricioase, cu resturi de plante. Ele trec foarte repede la partea superioară în gresii arcoziene care alternează cu gresii fine şistoase, uneori silicifiate, de culoare verzuie. Mai în amonte, pe valea Dragosela se observă o alternanţă de conglomerate mai fine şi gresii negre micacee cu intercalaţii de argile grezoase de culoare cenuşie, verzuie sau roşcată. În malul stîng al văii se observă în gresiile silicifiate, colorate predominant în roşu, lentile de calcare negre, foarte asemănătoare cu cele din bazinul văii Mraconia.

Faciesurile terigene (Răileanu, 1953) descrise mai sus, apar întotdeauna în baza succesiunii permiene din regiune şi le-am separat sub numele de complexul detritogen. Vîrsta acestui complex a fost sugerată de flora de pe valea Ielişeva care ar indica Autunianul.

Saxonian? Complexul vulcanogen. Pe văile Ielişeva şi Povalina, peste complexul detritogen urmează aglomerate, tufuri, tufite şi roci efuzive acide, mai rar bazice, cărora li se asociază conglomerate gresii şi argile roşii. Acestea au fost separate sub numele de complexul vulcanogen, care atinge o grosime de cca 1500 m.

În restul zonei Sviniţa, complexul vulcanogen ocupă suprafeţe mari, de cele mai multe ori dispunîndu-se discordant pe formaţiuni mai vechi.

Complexul vulcanogen n-a oferit încă argumente paleontologice. El a fost atribuit Saxonianului numai pe criterii de superpoziţie, fiind suportat de complexul detritogen din care se citează o floră de tip Autunian.

Zona Presacina

Permian. În cadrul acestei zone, pînă în prezent, se cunosc cu certitudine numai formaţiuni permiene. Ele pot fi separate, ca şi în zona Sviniţa, într-un complex detritogen (Autunian) şi un complex vulcanogen (Saxonian). Vîrsta acestor două complexe a fost acordată pe baza paralelizărilor litofaciale cu depozitele similare din zona Sviniţa. (pl.II).

Pentru prezentarea celor două complexe am ales profilele descrise de Năstăseanu, Stilla (1960) pe valea Sfîrdinului şi malul drept al văii Belareca, sub vîrful Străjuţ.

Autunian. Complexul detritogen. Valea Sfîrdinului (coloana 20) oferă un profil bine deschis prin complexul detritogen,

Institutul Geologic al României

în cadrul căruia se poate recunoaşte un orizont inferior conglomeratic şi altul superior grezos argilos. Ambele orizonturi au o culoare roşie pregnantă şi totalizează o grosime în jur de 800 m.

Orizontul bazal, gros de 300 m, se dispune discordant pe cristalin. El este constituit din conglomerate cu elemente de şisturi cristaline puţin rulate, prinse într-o matrice argilo-grezoasă roşie-vişinie. Uneori se observă şi elemente roşii provenite din piroclastite, dar acestea apar cu totul sporadic. În general conglomeratele bazale sînt masive şi lipsite de stratificaţie. La diferite nivele însă se observă intercalaţii de gresii şi argile roşii care-i imprimă un aspect mai puţin masiv pe unele porţiuni.

Orizontul grezos argilos are o grosime de 500 m şi este reprezentat printr-o alternanţă de gresii şi argile roşii dispuse în bancuri decimetrice, în care se mai intercalează strate subţiri de conglomerate. Trecerea de la orizontul inferior la cel superior se face treptat, prin intermediul unor pachete, la început de microconglomerate, apoi de gresii masive.

Complexul detritogen al Permianului din valea Sfîrdinului se regăseşte în toată partea vestică a zonei Presacina; la Camena, în valea Cernei şi la obîrşia văilor afluente de stînga ale văii Bolvaşniţa.

Saxonian? Complexul vulcanogen. Pe versantul de S al vîrfului Străjuţ (col. 21), peste fundamentul cristalin se aşază şisturi argiloase cenuşii cu tente verzui şi resturi de plante rău conservate. Ele alternează cu gresii fine pe o grosime de 100 m. Peste acestea urmează o succesiune groasă de 530 m, constituită din aglomerate şi brecii piroclastice grosiere, conglomerate şi gresii roşii. Succesiunea se încheie cu 150 m de profire cuarţifere roşii, care ocupă de altfel şi înălţimile maxime ale vîrfului Străjuţ.

Faciesul vulcanogen, dar cu multe deosebiri faţă de cel din vîrful Străjuţ, se regăseşte în cursul inferior al văilor afluente de stînga ale văii Bolvaşniţa şi pe flancul vestic al anticlinalului din valea Idegului.

III. CONSIDERAŢII TECTONICE ŞI PALEOGEOGRAFICE

Formaţiunile westfalian-permiene din partea vestică a Carpaţilor Meridionali sînt prezente, aşa cum am arătat, atît în unitatea getică cît şi cea a autohtonului danubian.

Apariţiile de Westfalian-Permian din unitatea getică se restrîng la sinclinoriul zonei Reşiţa. Aici sînt dezvoltate mai ales în extremitatea nordică, unde formează o serie de structuri anticlinale şi sinclinale orientate NNE—SSW.

Institutul Geologic al României

Astfel, imediat la est de cristalinul de Locva se individualizează sinclinalul Lupac. Pe flancul vestic el este afectat de dislocația vestică care face ca succesiunea cristalinului de Locva să încalece peste formațiunea carboniferă. În sectorul Lupac această linie tectonică are un contur foarte festonat, ceea ce indică o pronunțată tendință de încălecare.

În sprijinul existenței unui contact de încălecare între cristalinul de la Dognecea și sedimentarul de la Lupac vin și aparițiile izolate de șisturi cristaline care sînt suportate de formațiunea carboniferă (Năstăseanu, 1964). De asemenea, la nord de Vodnic, sinclinalul Lupac dispare în aceeași dislocație, lăsînd impresia că această structură se continuă pe sub șisturile cristaline (Stănoiu, Ciobotaru, 1968).

Din cele arătate se poate deduce că între cristalinul de Locva și sedimentarul zonei Reșița există un contact de încălecare, care cel puțin pentru anumite sectoare poate fi încadrat în categoria șariajelor.

Raporturile de încălecare între cristalinul din vest și sedimentarul zonei Reșița au fost semnalate de Cantuniari (1930), Codarcea (1930), Streckeisen (1934), Năstăseanu (1964), Răileanu, Năstăseanu, Boldur (1964), etc. În ultimul timp, Codarcea, Lupu, Dessila-Codarcea, Lupu (1967) atribuie această încălecare pînzei supragetice.

Prin lucrările miniere de pe flancul estic al sinclinalului Lupac s-a pus în evidență o linie de falie longitudinală care separă un compartiment vestic căzut.

La est de sinclinalul Lupac se conturează anticlinalul Esenovăț (Stănoiu, Ciobotaru, 1968) care dispare spre sud în dislocația vestică.

Sinclinalul Clocotici-Lișava mărginește spre est anticlinalul Esenovăț. Între Clocotici și Bîrzavița el are flancul estic afectat de o falie longitudinală.

Spre est urmează anticlinalul Natra cu flancul estic faliat. În sectorul nordic, această falie denumită Reșița-Carașova, ia caracterul unei falii inverse, pe planul căreia depozitele carbonifere ale sinclinalului Natra încalecă peste Mezozoicul sinclinalului Jitin-Doman (Năstăseanu, 1964). La nord de Doman se observă un mic petec de acoperire constituit din depozite carbonifere, peste succesiunea Aptianului superior.

În partea de nord a zonei Reșița, formațiunile westfalian-permiene apar ca o fîșie aproape continuă, formînd închiderea periclinală spre nord a unor sinclinale și anticlinale (sinclinalul Budinic, anticlinalul Reșița, sinclinalul Cioaca Dosului, anticlinalul valea Cuptoare și sinclinalul Central).

Institutul Geologic al României

Aceste structuri sînt afectate de o serie de falii longitudinale dintre care cea mai importantă este falia Ranchina, care lamineză flancul vestic al sinclinalului central (Năstăseanu, 1964).

Formaţiunile permiene mai apar pe rama nord-vestică a zonei Reşiţa sub forma unor iviri reduse, aliniate de-a lungul faliei Predilcova-Comarnic. Permianul apare şi în axul anticlinalului Anina, într-o butonieră situată la sud de localitatea Steierdorf.

În zona Svinița, formaţiunile carbonifere, şi mai ales cele permiene, sînt larg răspîndite în tot sinclinoriul principal. Ele apar pe suprafeţe mai restrînse şi în sinclinalul Cozla-Cameniţa care este încălecat de şisturile cristaline din vest.

În sinclinoriul principal succesiunea paleozoică este bine deschisă pe valea Dragosela unde se conturează un anticlinal cu şisturi cristaline în ax. Flancul estic al acestuia este constituit din depozite carbonifere şi permiene. Cel vestic este alcătuit numai din depozite permiene, care în valea Dragosela, şi mai la sud de aceasta, formează sinclinalul Tulinecea. Flancul estic al anticlinalului Dragosela este afectat de o falie după care depozitele paleozoice încalecă peste depozitele mezozoice.

Valea Sirinia oferă două butoniere anticlinale cu depozite paleozoice înconjurate de formaţiuni mezozoice.

Pe valea Ielişeva succesiunea permiană descrie un larg anticlinal care are în ax complexul detritogen iar pe flancuri complexul vulcanogen.

La obîrşia văii Povalina, depozitele paleozoice sînt prinse într-o structură sinclinală bine conturată în vîrful Cucuiova.

La Baia Nouă, formaţiunile permiene şi carbonifere apar antrenate într-un mic sinclinal deversat spre est şi încălecat de şisturile cristaline din vest.

Formaţiunile westfalian-permiene din Carpaţii Meridionali, prin caracterul facial (roci detritogene, de apă dulce, cu cărbuni), cît şi prin poziţia lor în succesiunea fazelor de evoluţie ale geosinclinalului paleozoic, reprezintă molasa orogenezei hercinice, aşa cum a arătat Contescu (1961).

După cutarea şi exondarea corespunzătoare fazei sudete sau erzgebirge, edificiul geostructural carpatic a fost intens compartimentat, luînd naştere o serie de bazine intra şi intermontane. Printr-o reactivare a eroziunii, ca efect al ridicării în masă a lanţului muntos, aceste depresiuni au fost umplute cu o succesiune continentală groasă de aproximativ 3000m. Depozitele de tip molasă, s-au sedimentat în bazine dulcicole, fapt dovedit prin prezenţa formelor de Anthracosidae şi *Palaeoniscus*. În prima perioadă,

Institutul Geologic al României

energia de relief mare a favorizat o eroziune foarte intensă, cînd de pe înălțimile din jur se acumulează în aceste bazine o cantitate imensă de material grosier, producînd o colmatare rapidă. Pe măsură ce relieful se penepleniza, puterea eroziunii scădea, reducîndu-se aportul de material grosier. S-a ajuns astfel la bazine cu adîncimi mici și aspect mlăștinos, în care se manifesta intens și o activitate sedimentară fluviatilă.

Clima caldă și umedă din Carbonifer era foarte propice dezvoltării unei vegetații luxuriante. La materialul vegetal din aceste mlaștini se adaugă probabil și aportul vegetal adus de apele curgătoare de pe uscatul înconjurător. Originea autohtonă a majorității materialului vegetal a fost sugerată și de faptul că s-a observat (S t ă n o i u, C i o b o t a r u, 1958), în unele aflorimente, trunchiuri de *Stigmaria*, cu rizoizii adînci implîntați în roca din jur.

Ritmicitatea oscilațiilor pe verticală a avut ca efect aducerea repetată în poziție submersă a turbăriilor, creîndu-se posibilitatea ca acumularea de vegetație să fie îngropată sub stratele de mîl și nisip. S-au realizat astfel condițiile transformării, într-un mediu anaerob, a substanței vegetale în cărbuni. Aspectul discontinuu (lenticular) al stratelor de cărbuni poate fi pus pe seama variației condițiilor de adîncime, sau a repartizării spațiale diferite a aportului de material detritic, etc.

Gradul înaintat de transformare al cărbunilor de la Lupac ar mai putea fi determinat, în afară de presiunea litostatică și de influența gradientului geotermic, de temperatura degajată de intruziunile granodioritice de la Dognecea, cît și de eforturile mecanice ce au luat naștere prin încălecarea cristalinului de Locva peste formațiunile carbonifere. În același mod s-ar explica și calitatea superioară a cărbunilor de la Baia Nouă, care din punct de vedere petrografic sînt identici cu cei de la Lupac (huilă antracitoasă).

Climatul arid reflectat în culoarea roșie a depozitelor, influențînd negativ asupra dezvoltării vegetației, a constituit cauza lipsei stratelor de cărbuni din Permian.

La sfîrșitul Autunianului, în momentul în care începe să se manifeste intens vulcanismul subsecvent, molasa hercinică este reprezentată predominant prin piroclastite și roci efuzive acide.

IV. CONSIDERAȚII ASUPRA STRATELOR DE CĂRBUNI

În zona Reșița se cunosc cărbuni exploatabili în sectorul Lupac-Clocotici—Bîrzavița și la Secu.

Institutul Geologic al României

La Lupac, începutul exploatării cărbunilor datează din anul 1909, constînd din lucrări mici, în zona aflorimentelor, executate de către Societatea Petroşani. În anul 1927 începe săparea unui puţ de extracţie în incinta minei Ghizela III, prin care s-a exploatat zăcămîntul pînă în 1945, cînd mina a fost inundată. În zona centrală s-a săpat, în anul 1927, galeria Ghizela II, care ulterior a servit la deschiderea minei cu acelaşi nume. În vederea extinderii rezervelor, după 1950, s-au executat foraje, dar rezultatele n-au îndreptăţit extinderea exploatării (se menţionează numai fragmente cărbunoase în noroiul de foraj). În anul 1958, lucrările de exploatare pentru cărbunii de la Lupac au fost sistate ca nerentabile. În anul 1970 s-au reluat cercetările prin foraje. Din datele obţinute prin lucrările miniere rezultă că la Lupac s-au întîlnit patru strate de cărbuni, care au avut următoarele grosimi : stratul I pînă la 1,30 m ; stratul II pînă la 1,45 m cu o intercalaţie de şist argilos pînă la 1 m grosime ; stratul III pînă la 1,90 m grosime, cu mai multe intercalaţii sterile şi stratul IV cu o grosime medie de 0,65 m. După alte date stratul I a avut o grosime de 0,2—0,4 m, stratul II de 0,8—1 m, stratul III de 0,6—1,0 m şi stratul IV sub forma unei intercalaţii subţiri, bogată în cenuşe.

De menţionat că patru strate de cărbune s-au întîlnit numai în mina Ghizela III, unde au fost interpretate, în majoritatea cazurilor, ca o dedublare pe o linie de falie. În minele Ghizela I şi Ghizela II rapoartele menţionează numai două strate de cărbune : stratul I cu o grosime de 0,1—1,2 m şi stratul II între 0,3—2 m.

Cărbunii de la Lupac întîlniţi în lucrările miniere şi foraje (S_1), sînt extrem de friabili (frecvent se prezintă sub formă de praf), fiind reprezentaţi prin lithotipul vitrain. La alcătuirea cărbunelui participă în proporţii mari vitrinitul şi anume maceralul collinit, străbătut de numeroase crăpături. El apare sub formă de lentile sau fragmente cu contururi neregulate. Alături de acesta mai apare şi maceralul fuzinit care se prezintă rar ca lentile mici, cu structură celulară slabă şi de cele mai multe ori aciculară. Alături de componenţii petrografici apar şi o serie de componenţi minerali. Dintre aceştia amintim materialul argilos sub formă dispersă sau ca mici lentile, carbonatul de calciu sub formă de cruste fine pe crăpături şi pirita care poate fi primară (concreţiuni în masa vitrinitului) şi secundară (depusă pe crăpături).

Omogenizarea crescîndă a vitrinitului şi fuzinitului (inexistenţa structurii celulare) şi lipsa corpurilor bituminoase duc la concluzia că aceşti cărbuni se situează în seria metamorfică, în categoria huilelor antracitoase, cu un conţinut ridicat de carbon (87,4%) şi scăzut în materii

Institutul Geologic al României

volatile (6,3—9,5%). Cărbunii au o putere calorifică superioară, cuprinsă între 7880—8147 kcal/kg.

În sectorul Bîrzavița (S_4) au fost întîlnite trei intercalații subțiri de cărbune, începînd de la 231,80 m. Cărbunele de aici are o culoare negricioasă, este lucios și foarte friabil. În componența lui intră aceleași macerale ca și la cărbunii descriși anterior.

La Clocotici, în forajul S_2, ivirile de cărbuni apar începînd de la 219,26 m adîncime, pe un interval de 40 m. Ca aspect macroscopic se aseamănă foarte mult cu cărbunii întîlniți în lucrările miniere de la Lupac. Ei se prezintă de cele mai multe ori sub formă de praf și sînt reprezentați predominant prin lithotipul vitrain. Microscopic s-a constatat că sînt constituiți din lentile de vitrinit (collinit) și particole de inertinit (fuzinit), cu o structură celulară abia vizibilă. Aceste macerale sînt foarte impure din cauza numeroaselor substanțe minerale.

Caracterele petrografice ale cărbunilor din forajul S_2 amintesc o huilă cu un înalt grad de carbonificare (poate huilă antracitoasă), avînd în vedere dispariția totală a corpurilor bituminoase.

La Secu, primele încercări de deschidere prin galerii, au fost executate încă din anul 1790. Exploatarea a început mult mai tîrziu (1840), iar în anul 1869 s-a săpat puțul de extracție Alfred. După 1948 s-au făcut o serie de investigații de suprafață și prin lucrări miniere pentru a stabili caracteristicile zăcămîntului în extindere și în adîncime. În prezent, mina Secu este închisă deoarece rezervele conturate au fost epuizate. În 1970 s-au reluat cercetările prin foraje.

Lucrările de exploatare și explorare au pus în evidență, în cadrul formațiunii carbonifere, existența a 5 strate de cărbune (numerotate de sus în jos) cu grosimi între 0,3 și 2 m. Dintre acestea stratele IV și V prezentau efilări pînă la dispariție.

Cărbunele de la Secu, cunoscut din lucrările miniere, are o structură omogenă, culoare neagră, luciu puternic și este foarte friabil, ajungînd pînă la praf. Microscopic este alcătuit din lentile sau particole de collinit, care predomină. Acesta este străbătut de numeroase crăpături fine, dirijate în toate sensurile, ca efect al solicitărilor tectonice. Grupa inertinit se găsește în proporție destul de redusă în acești cărbuni, fiind reprezentată doar prin fuzinit. Acesta este sfărîmat și cu o structură celulară constituită din celule mici regulate, caracteristice ferigelor. Din grupa exinit s-au întîlnit doar cuticulele care au pereții fini, uneori sînt sfărîmate, rupte și ondulate. Pe alocuri ele apar în cantitate mare alcătuind

Institutul Geologic al României

microlithotipul clarit. Substanţele minerale sînt reprezentate prin pirită singenetică şi diagenetică, carbonatul de calciu, argila şi uneori cuarţul.

Chimic, cărbunele de la Secu conţine 23,3—30,35% materii volatile şi 63,7—84,47% carbon. Cocsul rezultat este umflat şi friabil, sau parţial friabil. După caracteristicile chimice şi petrografice cărbunii de la Secu se situează în categoria huilelor grase.

În urma celor expuse mai sus se constată că în sectorul Clocotici—Lupac—Bîrzaviţa, cărbunii au un grad mai avansat de carbonificare, se aseamănă între ei şi pot fi încadraţi în categoria huilelor antracitoase. Cei de la Secu, cu un grad mai scăzut de carbonificare, se înscriu în categoria huilelor grase.

În zona Svinița, cărbunii îşi fac apariţia pe marginile acesteia, constituind un zăcămînt exploatabil doar la Baia Nouă.

Pe rama vestică, în sinclinalul Cozla-Cameniţa, într-un foraj amplasat la N de Ogaşul lui Manole, au fost puse în evidenţă patru lentile de cărbuni cu grosimi reduse, pe intervalul de la 356,03—434,56 m. Acest cărbune prezintă o culoare neagră-cenuşie, spărtură neregulată, luciu puternic, numeroase oglinzi de fricţiune şi conţine mult fusain. În compoziţia sa intră microlithotypii vitrit şi fuzit, care sînt puternic milonitizaţi. Aceştia se prezintă sub formă de fragmente cu contururi neregulate şi cu putere mare de reflexie, dovedind prin aceasta gradul avansat de carbonificare al cărbunilor. Sporinitul este reprezentat prin macrospori incluşi în benzile de fuzinit. Aceştia sînt rupţi, turtiţi, cu forma eliptică, interiorul vitritizat, pe margine avînd excrescenţe. Componenţii minerali sînt reprezentaţi prin carbonatul de calciu care apare pe crăpăturile vitrinitului şi destul de rar pirita.

La cărbunele din forajul amintit conţinutul în materii volatile variază între 13,7—15,6%, carbonul fix are valori cuprinse între 84,80—86,30%, sulful între 0,4—0,8% şi puterea calorică peste 7748—8277 kcal/kg. Conţinutul scăzut în materii volatile, participarea redusă a bituminelor şi conţinutul ridicat în carbon, arată gradul avansat de carbonificare al acestui cărbune, care poate fi considerat din acest punct de vedere o huilă antracitoasă.

În sectorul Dragosela, cărbunele are aspect lucios, se desface cu mare uşurinţă în bucăţi mici, iar pe feţele de desfacere se observă mult fusain. La alcătuirea acestor cărbuni participă collinitul care apare sub formă de benzi, puternic milonitizate şi străbătut de numeroase crăpături umplute cu substanţă argiloasă şi pirită. Fuzinitul şi semifuzinitul apar în cantitate mare, avînd o structură celulară bine conservată, pe alocuri sfărîmată.

Institutul Geologic al României

În cuprinsul collinitului s-au observat cuticule și fragmente de mesophyl, scleroți cu crestături și rășini rotunde sau eliptice.

Analiza chimică a acestor cărbuni a arătat un conținut ridicat în materii volatile (26,6—32,2%), carbon fix (67,8—73,4%) și o putere calorică ridicată (7878—8434 kcal/kg). Cocsul rezultat are un aspect pulverulent sau aglomerat-spongios. După valorile obținute în analiza chimică, acest cărbune s-ar încadra la limita dintre huila de gaz și huila grasă.

La Baia Nouă, primele lucrări miniere au fost executate în anul 1840 și au constat din galerii de coastă amplasate pe aflorimente. Din 1784 s-a trecut la o exploatare mai sistematică. În anul 1900 a început săparea puțului principal de extracție (Sigismund). După aceea s-a săpat al doilea puț (Lilien) care ulterior a fost părăsit. Între anii 1934—1939 lucrările au fost sistate și mina a fost inundată. Exploatarea a fost reluată în timpul celui de al doilea război mondial prin săparea galeriei Staricea.

Lucrările miniere au pus în evidență două strate de cărbune de forme lenticulară și dislocate, cu îngroșări pînă la 26 m (stratul superior) și 1,5—14 m (stratul inferior). În adîncime stratul inferior dispare, iar cel superior pierde din grosime.

Cărbunii din zăcămîntul Baia Nouă au un luciu metalic specific, sînt compacți și prezintă o stratificație clară. La alcătuirea lor petrografică participă vitritul și fuzitul, ambii puternic transformați. Vitritul este reprezentat prin collinit și are culoarea cenușie, cu nuanțe gălbui. Fuzitul apare în cantitate mare și se prezintă ca fuzinit și semifuzinit, ambele fiind foarte sfărîmate și impregnate cu carbonat de calciu. În anumite porțiuni, fuzitul apare cu structură celulară caracteristică arborilor de talie mare ca : *Lepidodendron* și *Calamites*. Dintre maceralele grupei exinit s-a recunoscut sporinitul reprezentat prin macrospori care aparțin grupei Apiculati și sclerotinitul reprezentat prin resturi de ciuperci. Toate detaliile vegetale amintite mai sus sînt înglobate într-o masă de bază vitrinitică.

Gradul avansat de carbonificare al cărbunilor de la Baia Nouă este pus în evidență prin lipsa aproape completă a corpurilor bituminoase și a structurii celulare la vitrit, precum și prin coloritul vitritului și al fuzitului.

În urma analizei chimice s-a observat că în cărbunele de la Baia Nouă materiile volatile variază între 11—14,8%, carbonul între 90,9—95,9% iar sulful combustibil între 0,4—0,65%. Puterea calorică superioară arată valori cuprinse între 8138 și 8712 kcal/kg.

Institutul Geologic al României

Cărbunele de la Baia Nouă, cu un grad foarte ridicat de carbonificare, este situat în clasa huilelor antracitoase care nu cocsifică şi nu aglutinează.

Cărbunii din zona Sviniţa au aproape toţi un grad ridicat de carbonificare, însă cei din sectorul Dragosela au o oarecare putere de cocsificare.

O comparaţie între cărbunii din zonele Reşiţa şi Sviniţa arată că cei de la Lupac şi Baia Nouă prezintă gradul cel mai avansat de carbonificare, situîndu-se în aceeaşi categorie (huile antracitoase), datorită probabil condiţiilor geologice foarte asemănătoare ambelor zăcăminte (metamorfism termic şi dinamic). Urmează cărbunii de la Secu (huilă grasă) şi apoi cei de la Dragosela (huilă de gaz — huilă grasă).

V. CONCLUZII

În succesiunea depozitelor carbonifere din zona Reşiţa s-au recunoscut trei complexe litologice : complexul conglomeratic în bază, complexul grezos-conglomeratic şi complexul grezos-argilos la partea superioară.

Pentru zona Sviniţa nu s-au putut separa complexe litologice similare celor din zona Reşiţa, însă poziţia stratigrafică clară a celor două complexe cu cărbuni oferă elemente de corelare între zone.

Criteriul cel mai bun şi totodată punctul de plecare în cadrul corelărilor stratigrafice îl constituie asociaţiile floristice. În felul acesta asociaţia cu neuropteride (Westfalian D inferior) dă posibilitatea corelării părţii inferioare a complexului grezos-conglomeratic (valea Arii, col. 3) din zona Reşiţa, cu partea superioară a complexului cărbunos de la Baia Nouă (col. 17) din zona Sviniţa. Rezultă că baza complexului cărbunos de la Baia Nouă cu mariopteride, şi-ar putea găsi un echivalent stratigrafic în complexul conglomeratic din zona Reşiţa. Aceasta nu exclude posibilitatea existenţei unor depozite carbonifere mai vechi decît Westfalianul C în cele două zone.

Asociaţia cu alethopteride (Westfalian D superior) caracterizează partea inferioară a complexelor cărbunoase de la Secu (col. 12) şi Dragosela (col. 14), situîndu-se la partea superioară a complexului grezos-conglomeratic din zona Reşiţa.

Partea superioară a complexului cărbunos de la Secu, caracterizată prin asociaţia cu pecopteride (Stephanian A), s-ar plasa în baza complexului grezos-argilos din zona Reşiţa, paralelizîndu-se cu partea superioară a complexului cărbunos din valea Dragosela.

Cea mai mare parte din complexul grezos-argilos, cu pecopteride, aparţine Stephanianului A—C. Aici este situat complexul cărbunos de la Lupac—Clocotici—Bîrzaviţa şi partea superioară a celui de la Secu.

Institutul Geologic al României

Din cele expuse rezultă că în sectorul Gîrlişte, Clocotici—Lupac—Bîrzaviţa, acolo unde se observă continuitate de sedimentare de la Carbonifer la Permian este prezent întreg Stephanianul. În restul cazurilor, unde Permianul se dispune discordant, o parte din succesiunea carboniferă lipseşte (Secu, Dragosela, Baia Nouă, etc.).

În ceea ce priveşte Permianul din zona Reşiţa, s-a putut separa un complex argilos în bază şi un complex grezos-conglomeratic la partea superioară. Faciesul piroclastic de la Oraviţa şi Ciclova, ţinînd seama de situaţia din zona Sviniţa, s-ar situa la partea superioară a succesiunii permiene (Saxonian?). Complexul argilos este invadat, mai ales pe marginile zonei, de faciesul grezos-conglomeratic.

Depozitele permiene din zona Sviniţa şi Presacina au fost împărţite în două complexe : un complex detritogen în bază şi un complex vulcanogen la partea superioară.

Criteriul principal de corelare între zone îl constituie asociaţia cu *Callipteris* şi *Walchia*, care caracterizează Autunianul. Asociaţia a fost menţionată din valea Ielişeva, de la partea superioară a complexului detritogen al zonei Sviniţa, şi în ambele complexe din zona Reşiţa. Prezenţa anthracosidelor în baza succesiunii permiene din zonele Reşiţa şi Sviniţa (pe valea Bîrzaviţa şi valea Povalina), ar putea sugera posibilitatea unor echivalări stratigrafice a depozitelor care le conţin.

În concluzie complexul detritogen din zonele Sviniţa şi Presacina se corelează aproape integral cu cele două complexe (argilos şi grezos conglomeratic) din zona Reşiţa, care aparţin în cea mai mare parte Autunianului. Complexul vulcanogen ar putea să aparţină Saxonianului, pe criterii de superpoziţie.

În afară de sectorul Gîrlişte—Lupac—Clocotici—Bîrzaviţa, din centrul zonei Reşiţa, unde există continuitate de sedimentare de la Stephanian la Autunian, în toate celelalte cazuri succesiunea permiană are o poziţie discordantă. Deci, în baza ei pot exista lacune stratigrafice.

Din punct de vedere petrografic, în zona Reşiţa, cărbunii din sectorul Lupac—Clocotici—Bîrzaviţa au un grad avansat de carbonificare, se aseamănă între ei şi pot fi încadraţi în categoria huilelor antracitoase. Cei de la Secu, cu un grad mai scăzut de carbonificare se înscriu în categoria huilelor grase.

Cărbunii din zona Sviniţa prezintă de asemenea un grad ridicat de carbonificare. Cei de la Baia Nouă se situează în clasa huilelor antracitioase care cocsifică şi nu aglutinează pe cînd cei de la Dragosela pot fi încadraţi la limita dintre huila de gaz şi huila grasă.

Institutul Geologic al României

O comparație între cărbunii din zonele Reșița și Svinița arată că cei de la Lupac și Baia Nouă prezintă gradul cel mai avansat de carbonificare (huilă antracitoasă). Urmează cărbunii de la Secu (huilă grasă) și apoi cei de la Dragosela (huilă de gaz — huilă grasă).

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I. (1933—1934) Curs de geologie stratigrafică (Paleozoic litografiat), Iași.

Beju D. (1970) New contribution to the palynology of Carboniferous strata from Romania. *VI Cong. Int. Stratig. et Geol. de Carbonif.*, I, 1967, Sheffield.

Bițoianu Cornelia, Ilie Smărăndița, Pitulea G. (1966) Considerații stratigrafice și petrografice asupra cărbunilor întîlniți în forajul de la Camenița. *D.S. Com. Geol.*, LII/1, București.

Boldur C., Boldur Alexandra (1962) Cercetări geologice în regiunea Reșița-Doman-Secu. *D.S. Com. Geol.*, XLIX, 1959, București.

Bomboe P. (1967) Études petrologiques des formations permiennes de Banat. *Karpato-Balkaniska. Geloskg Asoxijacija* II, Beograd.

Boué A. (1837) Notice géologique sur le Banat et le bord du Danube. *Bull. Soc. Géol. de France*, 1 série, 8, Paris.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.* XX, București.

— Pavelescu L. (1962) Masivul granitoid Sfîrdinul. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geol.*, VIII, București.

— Lupu M., Codarcea—Dessila Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.*, 2, 12, București.

Contescu L. (1961) Contribuții la studiul litotipilor Paleozoicului superior din împrejurimile Reșiței. *Acad. RSR Stud. cerc. geol.*, VI, 2, București.

Eufrosin C. (1957) Prezența genului Palaeoniscus în asociația cu floră autuniană în valea Bîrzavița, la W de Reșița (Banat). *An. Com. Geol.* XXX, București.

Halaváts J. (1913) Die östliche Umgebung von Dognacka und Gattaya. *Erläuterung zur geol. Spezialkarte.* Budapest.

Hauer v. Er. (1867) Kohlenvorkommen von Berzsaszka Fundstelle der Ammoniten von Svinitza. *Verh. d. geol. Reich.* Wien.

Kudernatsch J. (1855) Beiträge zur geologischen Kenntnis der Banater Gebirgszuges. *Jahrb. d.k. ung. geol. R.A.*, XX, Budapeste.

— (1869) Geologie des Banater Gebirgszuges. Wien.

Ilie Smărăndița, Bițoianu Cornelia (1967) Contribuții la studiul huilelor de vîrstă carboniferă din sinclinalul Dragosela, zona Svinița. *D.S. Inst. Geol.*, LIII/2, București.

Mateescu I. (1957) Studiul petrografic al cărbunilor din bazinele Secu și Doman. *An. Com. Geol.*, XXX, București.

Maxim Al., Petrescu I. (1970) Cîteva plante fosile necunoscute din Stephanianul de la Secul (Banat). *Acad. RSR Stud. cerc. geol., geogr., geof.*, I/15, București.

Mrazec L. (1903) Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C.R.*, IX, *Congres Géol. Internat.*, 1904, Wienne.

Institutul Geologic al României

Murgoci G. M. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. *C.R. Acad.*, Paris.

Mutihac V. (1959) Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă(Banat). *Acad. R.S.R. Biblioteca de Geol. și Paleont.*, IV, București.

Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valeapai. *D.S. Inst. Geol.* L/II (1962—1963), București.

— (1964) Présentation de la carte géologique de la zone Reșița-Moldova Nouă. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.

— Bițoianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova-Banat. *D.S. Inst. Geol.* LVI/4, 1969, București.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Bul. Șt. Acad. RSR.* 5, 2, București.

— Năstăseanu S. (1958) Contribuții la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Ciudanovița-Lupac (Banat). *Anal. Univ. București, St. Nat.* 18, București.

— Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol.* XXXIV/II, București.

— Patrulius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1968) État actuel des connaissances sur le Paléozoïque de Roumanie. *An. Inst. Geol.* XXXVI, București.

Roth v. Telegd L. (1894) Der Abschnitt der Krasso-szorenyer Gebirges längs der Donau in der Umgebung des Jeliseva und Starisky-Thales. *Jahrb. d. k. ung. geol. A.f* 1892, București.

— Halaváts G. (1911) Umgebung von Temeskuta und Oravicabanya. Blatt. zone 25, Kol. XXV, (1 :75.000) *Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte.* Budapest.

Schafarzick Fr. (1894) Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Aibenthal, Ujbanya Tiszovicza und Srinyicza. *Jahrb. d.k. ung. geol. A.f.* 1892, Budapest.

— (1912) Geologische Reambulation der Umgebung von Berszaska. *Jahrb. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1910, Budapest.

Semaka Al. (1962) Observations sur les flores paléozoïque et mésozoïque du Danubien du Banat. *D.S. Com. Géol.* XLVII, 1960, București.

Strekeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Com. Geol.* XVI, 1931, București.

Stur D. (1869) Die Umgebungen von Cornia, Cornereva, Teregova und Slatina. *Verh. d.k.k.geol. R.A.*, Wien.

— (1870) Beiträge zur Kenntniss der Dyas und Steinkohlen formation in Banat. *Jahrb. d.k.ung.geol. R.A.*, XX, Budapest.

Stănoiu I. (1964) Asupra prezenței Anthracosiidaelor în Permianul zonei Reșița (valea Bîrzavița, Banat). *D.S. Com. Geol.* XLIX, 1962, București.

Tietze E. (1872) Geologische und Palaeontologischen Mitteilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.*, XXII, Wien.

MANUSCRISE

Bițoianu Cornelia (1966) Studii paleobotanice în formațiuni paleozoice și mezozoice din domeniul danubian. Arh. Inst. Geol. București.

— (1968) Studiul paleobotanic al cărbunilor paleozoici din domeniul danubian. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

— (1968) Studiul paleobotanic al formațiunilor paleozoice din zona Svinița. Arh. Inst. Geol. București.
— (1969) Studii paleobotanice asupra depozitelor paleozoice din zona Reșița. Arh. Inst. Geol. București.

Boldur C., Boldur Alexandra (1955) Raport geologic asupra regiunii Secu-Cuptoare. Arh. Inst. Geol. București.

— Stănoiu I., Stilla Al. (1963) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru huile în zona Svinița. Arh. Inst. Geol. București.

Năstăseanu S., Stilla Al. (1960) Raport geologic asupra cartărilor din regiunea Cornereva-Mehadia — Herculane. Arh. Inst. Geol. București.

— Dincă Al., Stănoiu I., Bocean Valeria, Radu Magdalena, Stilla Al. (1960) Raport geologic de prospecțiuni pentru cărbuni în zona Moldova Nouă-Reșița. Arh. Inst. Geol. București.

— (1962) Studiu geologic asupra perspectivelor de cărbuni din zona Reșița-Moldova Nouă. Arh. Inst. Geol. București.

Pitulea G. (1968) Raport geologic asupra prospecțiunilor executate cu lucrări miniere și sondaje, în partea centrală a zonei Svinița-Svinecea Mare-Banat, în anii 1962—1965 cu situația rezervelor de huilă antracitoasă, determinate în sectorul Dragosela. Arh. M.M.P.G., București.

Stănoiu I., Ciobotaru T. (1968) Prospecțiuni geologice pentru cărbuni (huilă) în sinclinalul Lupac. Arh. Inst. Geol. București.

— (1969) Proiect geologic privind executarea unor foraje de informare asupra perspectivelor de cărbuni din sectorul Lupac. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

CORRÉLATION DES FORMATIONS DE LA MOLASSE HERCYNIENNE (WESTPHALIEN-PERMIEN) DE LA PARTIE OCCIDENTALE DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

Dans l'orogène carpatique, énergiquement affecté par les mouvements hercyniques, le Carbonifère inférieur revêt un faciès marin, alors que le Westphalien-Permien se développe sous un faciès continental. Les dernières formations représentent la molasse du cycle hercynien et constituent l'objet du présent ouvrage.

Les formations du Westphalien-Permien situées dans la partie occidentale des Carpates Méridionales sont présentes dans l'unité gétique autant que dans celle de l'autochtone danubien (pl.I). Le Westphalien-Permien de l'unité gétique est restreint au synclinorium de la zone de Reşiţa. La bordure occidentale de cette zone prend contact avec le cristallin de Locva de l'unité supragétique.

La formation molassique se développe tout particulièrement dans l'extrémité septentrionale de la zone de Reşiţa, où elle constitue une série de structures anticlinales et synclinales orientées NNE-SSW. Ainsi, du côté occidental se développe le synclinal de Lupac, dont le flanc occidental est chevauché par l'unité supragétique. Vers l'E suivent l'anticlinal d'Esenovăţ, le synclinal de Clocotici-Lişava et l'anticlinal de Natra. Plus à l'E, les formations westphaliennes-permiennes constituent les terminaisons périclinales d'autres anticlinaux et synclinaux. Le Permien est présent aussi dans une boutonnière située dans l'axe de l'anticlinal d'Anina.

La succession westphalienne-permienne de l'autochtone danubien apparaît dans les zones de Svinița et de Presacina.

Dans la zone de Svinița, les formations carbonifères et particulièrement celles permiennes sont largement répandues dans l'ensemble du synclinorium principal. Elles affleurent sur des surfaces plus restreintes aussi dans le synclinal de Cozla-Cameniţa où elles sont chevauchées par les schistes cristallins situés à l'W.

Zone de Reşiţa

Carbonifère

Dans la succession des dépôts carbonifères de la zone de Reşiţa on a identifié trois complexes lithologiques : le complexe conglomératique en base, le complexe gréseux-conglomératique et le complexe gréseux-argileux à la partie supérieure dont les deux premiers reviennent au Westphalien et le dernier au Stéphanien (pl. I.)

Institutul Geologic al României

Westphalien. Le complexe conglomératique, épais d'environ 300 m, repose en discordance sur le cristallin de Semenic (col. 10). Il est constitué de conglomérats et de brèches grossiers, masifs, à éléments de micaschistes, gneiss et moins souvent quartz. Ces éléments sont consolidés par un ciment gréseux ou argileux. Vers la partie supérieure du complexe s'ébauche une stratification due à l'apparition des séquences gréseuses. Les variations de l'épaisseur viennent, tout spécialement, des passages latéraux des faciès, fréquents à la partie supérieure du complexe conglomératique.

L'association floristique de type westphalien D inférieur, prélevée du complexe surjacent pourrait suggérer l'existence de quelques termes inférieurs dans le cadre du complexe conglomératique.

Le complexe gréseux-conglomératique est épais de 200 à 300 m. Il repose sur celui conglomératique à l'intermédiaire de passages progressifs. Dans ce complexe prédominent les grès quartzo-feldspathiques à intercalations subordonnées de conglomérats, microconglomérats et schistes argileux. La formation présente des textures lenticulaires typiques, montrant de nombreux passages latéraux de faciès.

Dans la moitié inférieure de ce complexe on a identifié, dans la vallée Arii (col. 3), une association floristique à : *Paripteris* (*Neuropteris*) *gigantea* Sternb., *Neuropteris ovata* Hoffman, *N. tenuifolia* Schl., *Linopteris neuropteroides* (Gutb.) Pot. etc., qui dénote la présence du Westphalien D inférieur.

La partie inférieure du complexe charbonneaux de Secu (col. 11) renferme de nombreux restes floristiques : *Alethopteris serli* Brongn., *A. lonchitica* (Scholth.) Zeill., *A. grandini* Brongn. etc., qui caractérisent le Westphalien D supérieur.

L'association à Alethopteridés de Secu indique une position stratigraphique supérieure par rapport à celle à Neuropteridés de la vallée Arii, attestant ainsi l'existance du Westphalien D dans son ensemble dans le complexe gréseux-conglomératique.

Stéphanien. Le complexe gréseux-argileux épais de 400 à 500 m surmonte en continuité de sédimentation le complexe gréseux-conglomératique. Sa succession est formée de grès quartzo-feldspathiques, microconglomérats et schistes argileux à rares intercalations de conglomérats. C'est ici que se trouvent les complexes charbonneux de Lupac (col. 1), Clocotici (col. 6), vallée Bîrzavița et la partie supérieure de celui de Secu (col. 11).

Vers la partie supérieure du complexe gréseux-argileux, à fur et à mesure que les séquences conglomératiques disparaissent presque complètement, les argiles deviennent de plus en plus abondantes et passent progressivement au complexe argileux de l'Autunien (col. I, 4 et 9). Il y a cependant des cas où les séquences grossières persistent et passent même dans le complexe surjacent (col. 2 et 6).

Le complexe gréseux-argileux contient de nombreses plantes fossiles. On a récolté de la vallée de Bîrzavița : *Sphenophyllum angustifolium* (Germ.) Goepp., *S. verticillatum* Schloth., *Pecopteris feminaeformis* Schloth., *P. arborescens* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *P. longifolia* Brongn., *Annularia stellata* Schloth., *A. sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc. et du terril minier de Lupac (col. 1) : *Pecopteris longifolia* Brongn., *P. cyathea* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. unita* Brongn., *P. hemitelioides* Brongn., *P. paleacea* Zeiller, *P. lepidorachis* Brongn., *Annularia stellata* Brongn., *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Calamites suckovi* Brongn., *C. cisti* Brongn., *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., etc. Dans les environs de Gîrliște on cite : *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. stellata* Schloth., *Pecopteris arborescens* Schloth., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc. et dans la vallée d'Esenovăț des restes de : *Pecopteris cyathea*

Institutul Geologic al României

Schloth., *P. hemiteliodes* Brongn., *P. candolleana* Brongn., *P. longifolia* Brongn. *P. polymorpha* Brongn., *Callipteridium pteridium* Schloth., *Calamostachys tuberculata* Sternb. etc. De la partie supérieure du complexe charbonneux de Secu (col. 11) on a prélevé des débris de: *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. candolleana* Brongn., *P. truncata* Rost, *P. cyathea* Scloth., *P. polymorpha* Brongn., *P. hemiteliodes* Brongn., *Linopteris neuropteroides* (Gutb.) Pot., *Annularia sphenophylloides* (Zenk.) Gutb., *A. longifolia* Brongn., *A. stelata* Schloth., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaulf., *S. angustifolium* (Germ.) Goepp., *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., *Calamites multiratis* Wiess etc. À la limite avec le Permien apparaissent des exemplaires de *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin.

Les associations floristiques et les passages progressifs vers le complexe gréseux-conglomératique (Westphalien) autant que vers la succession autunienne, dénotent que dans le complexe gréseux-conglomératique est compris tout le Stéphanien.

Permien

Les dépôts permiens de la zone de Reșița ont été divisés en général en deux complexes lithologiques: le complexe argileux et le complexe gréseux-conglomératique rouge. A Oravița et Ciclova les grès et les argiles rouges s'associent de produits volcaniques qui rappellent le complexe volcanogène de la zone de Svinița.

Autunien. Le complexe argileux (épais d'environ 250 m) surmonte en continuité de sédimentation les dépôts carbonifères. Il est constitué d'argilites gris-noirâtre à intercalations de grès. Rarement apparaissent aussi des lentilles de calcaires d'eau douce ou de conglomérats. Parfois, surtout à la périphérie de la zone, le complexe argileux est envahi par les grès rouges du complexe surjacent.

Le complexe argileux de la vallée de Birzavița contient des débris de *Palaeoniscus duvernnoy* Agass., *Carbonicola carbonaria* (Goldf.) et *Anthracomya* cf. *thuringensis* (Geinitz). Les intercalations à Anthracosiidae ont été interceptées aussi à la base du complexe argileux par les forages de Clocotici (S_3) et de Birzavița (S_4). Les schistes argileux du synclinal de Lupac comportent: *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Callipteris naumanni* Gutb. etc. Dans le secteur de Clocotici (col. 7) les schistes argileux noirs, qui sont ici envahis par les grès rouges, contiennent de nombreux restes floristiques: *Pecopteris cyathea* Schloth., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Callipteris conferta* Sternb., *Annularia stellata* Schloth., *Cordaites principalis* Germ., *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin, *Ernestiodendron filiciformis* Sternb. etc. Les débris organiques mentionnés indiquent l'âge autunien du complexe argileux.

Le complexe gréseux-conglomératique rouge (épais d'environ 1000 m) surmonte dans la partie centrale de la zone de Reșița, à l'intermédiaire de passages progressifs, le complexe argileux. Il est constitué de grès micacés et de conglomérats à intercalations d'argiles, tous de couleur rouge, parfois à tâches vertes. Rarement, apparaissent aussi de petites lentilles de calcaires d'eau douce. Les textures entrecroisées sont très fréquentes.

A Ciudanovița (col. 4) les grès rouges contiennent des intercalations de schistes argileux à *Walchia* et *Callipteris*.

Vers la bordure de la zone de sédimentation à Secu (col. 2) les grès et les conglomérats rouges reposent directement sur le soubassement cristallin. Ici, la partie supérieure du complexe gréseux-conglomératique rouge comporte: *Lebachia piniformis* (Schloth.) Florin,

Institutul Geologic al României

Ernestiodendron filiciformis Schloth., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Callipteris conferta* Sternb. etc.

Les associations floristiques indique l'âge autunien de cette partie du complexe gréseux-conglomératique rouge. Vers sa partie supérieure pourrait exister aussi du Saxonien.

Il s'ensuivent des endentements latéraux de faciès entre le complexe gréseux-conglomératique rouge et celui argileux.

Saxonien. Dans le secteur d'Oravița-Ciclova (col. 5) sont connus les produits volcaniques acides associés aux grès et argiles rouges. Si nous tenions compte de la situation de Svinița, ceux-ci pourrait représenter le Saxonien. La partie supérieure du complexe gréseux-conglomératique rouge de Girliște-Ciudanovița (col. 4) dépourvue de débris organiques, pourrait-elle aussi, soulever le problème de la présence du Saxonien.

Zone de Svinița

Carbonifère

Dans la succession carbonifère de la zone de Svinița on a séparé deux complexes charbonneux d'âges différents : le complexe charbonneux de Baia Nouă-la vallée de Povalina (Westphalien C-D inférieur) et le complexe charbonneux de la vallée Dragosela (Westphalien D supérieur — Stephanien A inférieur) (pl. II).

Westphalien. A Baia Nouă (col. 17) sur le soubassement cristallin reposent des grès grossiers à rares intercalations conglomératiques et argileuses. Sous ce même faciès le Carbonifère apparaît aussi à l'origine de la vallée de Povalina (22). Tant des affleurements que du terril on a prélevé : *Neuropteris tenuifolia* Schloth., *Linopteris neuropteroides* (Gutb.) H. Pot., *Calamites carinatus* Sternb., *Sigillaria polyploca* Boulay, *Mariopteris hirsuta* Corsin, *Alethopteris serli* Brongn., *Calamites cisti* Brongn., *Annularia* cf. *radiata* Brongn., *Stigmaria ficoides* Brongn., etc. Cette association indique le Westphalien C (association avec Mariopteridae) et D inférieur (association à Neuropteridae).

Dans la vallée de Dragosela (col. 14), à la partie basale de la succession carbonifère s'individualise, sur une épaisseur d'environ 70 m, un paquet de conglomérats à intercalations de grès, surmonté d'argiles micacées gris-noirâtre (épaisses de 30 m). Sur les argiles repose une succession (épaisse de 100 m) de grès arkosiens et de microconglomérats à intercalations argileuses. De la partie moyenne du niveau gréseux, du voisinage d'une lentille de charbons on a récolté des débris d'*Asterophyllites longifolius* Sternb., *Alethopteris grandini* Brongn., *Palmatopteris furcata* Brongn., etc., qui indiquenet le Westphalien D supérieur.

Stéphanien. La partie supérieure du complexe charbonneux de la vallée de Dragosela (col. 14) a livré : *Pecopteris paleacea* Zeiller, *Pecopteridium armasi* Zeiller etc., formes qui dénotent la présence du Stéphanien A inférieur.

Permien

La succession permienne de la zone de Svinița a été séparée en deux complexes lithologiques : le complexe détritogène à faune autunienne et le complexe volcanogène qui pourrait revenir au Saxonien.

Autunien. A la base de la formation permienne de la zone de Svinița et constamment en discordance sur les séries plus anciennes reposent des conglomérats, grès micacés et schistes argileux rouges à lentilles de calcaires d'eau douce. On les a séparés sous le nom de

Institutul Geologic al României

complexe détritogène (épais jusqu'à 800 m). Les calcaires ont fourni : *Anthracomya* cf. *thuringensis* Geinitz, *Carbonicola carbonaria* Goldf. et *Esteria* sp. De la partie supérieure du complexe détritogène de la vallée d'Ielișeva (S_8) on cite une association à : *Pinnularia capillacea* Lindl. et Hutt., *Walchia piniformis* Scholth., *Hymenophyllites semialatus* Gein., *Odontopteris obtusiloba* Naum., *Alethopteris* sp. (probablement *Callipteris*), qui indiquerait l'Autunien.

Saxonien. Sur le complexe détritogène, ou directement sur des formations plus anciennes repose une succession d'agglomérats, tufs et roches effusives acides, moins souvent basiques, associées de grès et d'argiles rouges (épaisse d'environ 1500 m) à laquelle on a donné le nom de complexe volcanogène. Il a été attribué au Saxonien tenant compte de la succession stratigraphique, sans avoir trouvé d'arguments paléontologiques.

Zone de Presacina

Permien

Dans cette zone ne sont connues avec certitude que les formations permiennes. Tout comme dans la zone de Svinița on peut les séparer en un complexe détritogène (Autunien) et en un complexe volcanologène (Saxonien?). L'âge a été accordé à base de parallélisations lithologiques avec la zone de Svinița (pl. I).

Autunien. Le complexe détritogène, de couleur rouge, est bien représenté dans la vallée de Sfirdinu (col. 20). On y a séparé un horizon inférieur (épais de 300 m) conglomératique et un autre supérieur (épais de 500 m) gréseux-argileux.

Saxonien? Dans la sommet de Străjuț (col 21), le complexe détritogène est surmonté par une succession, épaisse d'environ 550 m, constituée d'agglomérats, tufs, roches effusives acides, conglomérats et grès rouges, à laquelle on a donné le nom de complexe volcanogène.

Il en résulte que dans la zone de Svinița et de Presacina on n'a pas pu séparer des complexes lithologiques synchrones à ceux de la zone de Reșița. Toutefois, les associations floristiques relativement riches offrent, dans la plupart des cas, des éléments de corrélation, en particulier au sujet des dépôts carbonifères.

En ce qui concerne le Carbonifère, l'association à Neuropteridés (Westphalien D inférieur) permet la corrélation de la partie inférieure du complexe gréseux-conglomératique de la zone de Reșița (col. 2) avec la partie supérieure du complexe charbonneux de Baia Nouă (zone de Svinița). Il en résulte que la base du complexe charbonneux de Baia Nouă (association à Mariopteridés) pourrait avoir un équivalent stratigraphique dans le complexe conglomératique (col. 10) de la zone de Reșița, fait qui n'exclut pourtant pas l'existence de dépôts carbonifères antérieurs au Westphalien C, dans les deux zones.

L'association à Alepthopteridés (Westphalien D supérieur) caractérise la partie inférieure du complexe charbonneux de Secu (col. 11) et de Dragosela (col. 14). Elle est située à la partie supérieure du complexe gréso-conglomératique de la zone de Reșița.

La partie supérieure du complexe charbonneux de Secu (11) qui se caractérise par l'association à Pecopteridés (Stéphanien A) se placerait à la partie basale du complexe gréseux-argileux de la zone de Reșița. Elle pourrait être parallélisée à la partie supérieure du complexe charbonneux de la vallée de Dragosela (14). La plus grande partie du complexe gréseux-argileux à Pecopteridés de la zone de Reșița revient au Stéphanien A-C. C'est ici qu'est cantonné le complexe charbonneux de Lupac-Clocotici-Bîrzavița (2,6,9) supérieur à celui de Secu (11). Il en résulte que dans le secteur de Gîrliște-Clocotici-Lupac-Bîrzavița,

Institutul Geologic al României

là où se laisse voir la continuité de sédimentation du Carbonifère au Permien, le Stéphanien est présent dans son ensemble. Au cas où le Permien est discordant, la partie supérieure du Carbonifère et la partie inférieure du Permien peuvent faire défaut (Secu, Dragosela, Baia Nouă etc.).

En ce qui concerne le Permien, à partir de l'association à *Callipteris* et *Walchia*, les complexes schisteux et gréso-conglomératiques de la zone de Reşiţa, peuvent être corrélés aux complexes détritogènes des zones de Sviniţa et de Presacina. Ils reviennent à l'Autunien.

Le complexe volcanogène des zones de Sviniţa et de Presacina, autant que le Permien avec les produits volcaniques d'Oraviţa-Ciclova (zone de Reşiţa) reviendraient au Saxonien.

Au point de vue pétrographique, dans la zone de Reşiţa, les charbons du secteur du Lupac-Clocotici-Birzaviţa, présentent un degré plus avancé de carbonification, ressemblant entre eux, et peuvent être répartis à la catégorie des houilles anthraciteuses. Ceux de Secu avec un degré moins avancé de carbonification, reviennent à la catégorie des houilles grasses.

Les charbons de la zone de Sviniţa présentent, eux aussi, un degré avancé de carbonification. Ceux de Baia Nouă reviennent à la catégorie des houilles anthraciteuses et ceux de Dragosela à la limite entre l'houille de gaz et l'houille grasse.

En comparant les charbons de la zone de Reşiţa à ceux de la zone de Sviniţa on conclut que ceux de Lupac et de Baia Nouă présentent le plus avancé degré de carbonification (houille anthraciteuse). Suivent les charbons de Secu (houille grasse) et ensuite ceux de Dragosela (houille de gaz-houille grasse).

Les formations westphaliennes-permiennes des Carpates Méridionales, par leur faciès (roches détritogènes, d'eau douce à charbon) et leur position dans la succession des phases d'évolution du géosynclinal paléozoïque, représentent la molasse de l'orogenèse hercynique.

Après le plissement et l'exondation de la phase sudète ou erzgebirge, l'édifice géostructural carpatique a été fortement compartimenté. Tout une série de bassins inter- et intramontagneux ont été engendrés. Une reprise de l'érosion, comme effet du soulèvement en masse de la chaine montagneuse, a conduit au colmatage de ces bassins par des dépôts continentaux puissants d'environ 3000 m.

Ces dépôts de type molasse se sont accumulés dans des bassins dulcicoles. Le relief très tourmenté a favorisé une érosion intense. Des hauteurs environnantes une quantité importante du matériel détritique a été enlevée qui a rapidement colmaté les bassins. Dans ces bassins se manifeste aussi une intense activité sédimentaire fluviatile.

Le climat chaud et humide du Carbonifère a favorisé le développement d'une végétation luxuriante. Au matériel végétal autochtone s'ajoute probablement aussi le materiel végétal charrié par les cours d'eau, de la terre ferme environnante. Cette origine autochtone du matériel végétal a été confirmée aussi par le fait qu'on a remarque des troncs de *Stigmaria* avec les radicelles profondément enfoncées dans la roche environnante.

La rythmicité des associations en sens vertical se reflète dans l'existence de plusieurs couches de charbons dans les dépôts carbonifères.

Au cours du Permien, le climat aride reflété par la couleur rouge des dépôts a influencé de manière négative le développement de la végétation et implicitement la formation des couches de charbon.

A la fin de l'Autunien se manifeste intensément le volcanisme subséquent du cycle géomagmatique hercynique à caractère prédominant acide qui a engendré le complexe volcanogène très développé dans les zones de Sviniţa et de Presacina.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Distribution des formations du Westphalien-Permien à l'W du Timiș et de Belareca (Carpates Méridionales).

1, Formations sédimentaires post-permiennes. Paléozoïque : 2, Permien (Saxonien - Autunien) ; 3, Carbonifère (Stéphanien-Westphalien) ; 4a, Carbonifère inférieur-Dévonien ; 4b, Dévonien ; 5, cristallin ; 6a, unité supragétique ; 6b, unité gétique ; 6c, unité danubienne ; 7, limite géologique ; 8, limite de discordance ; 9, ligne de chevauchement ; 10, faille ; 11, plantes fossiles ; 12, colonnes stratigraphiques locales ; 13, forages ; 14, travaux miniers.

Planche II

Colonnes stratigraphiques de corrélation à travers les formations du Westphalien-Permien du secteur occidental des Carpates Méridionales.

1, marnes calcaires ; 2, calcaires ; 3, argiles ; 4, argiles gréseuses ; 5, grès argileux ; 6, grès ; 7, grès siliceux ; 8, grès calcaires ; 9, microconglomérats ; 10, conglomérats ; 11, brèches ; 12, agglomérats ; 13, tufs ; 14, tuffites ; 15, porphyres ; 16, charbon ; 17, schistes cristallins ; 18, Lias inférieur (L_1) ; 19, Dévonien (D) ; 20, cristallin (cr) ; 21, colonnes stratigraphiques ; 22, forages ; 23, pendage des couches utilisées pour le calcul des épaisseurs réelles.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

RĂSPÎNDIREA FORMAȚIUNILOR WESTFALIAN-PERMIENE LA VEST DE TIMIȘ ȘI BELARECA CARPAȚII MERIDIONALI

(După harta geologică sc. 1:200.000, cu completări aduse de S.Năstăseanu și I. Stănoiu)

0 2 4 6 8 km

LEGENDA

SEDIMENTAR POSTPERMIAN
1 —

PALEOZOIC
2 Saxonian? / Autunian } Permian
3 Stephanian / Westfalian } Carbonifer
4 a. Carbonifer inferior - Devonian; b. Devonian
5 Cristalin

6 a. Unitatea supragetică; b. Unitatea getică; c. Unitatea danubiană

7 Limită geologică
8 Limită de discordanță
9 Linie de încălecare
10 Falie
11 Ŧ Plante fosile
12 ▲4 Coloane stratigrafice locale
13 ●S1 Foraje
14 Lucrări miniere

Văleapai
vf. Măgura Brebului
Caransebeș
Armeniș
Cîlnic
v. Arii
v. Bîrzavița
v. Lupacu Bătrîn
v. Bîrzava
Reșița
v. Timiș
v. Tigănului
Lupac
Secu
Doman
Rîul Alb
v. Lupac
Clocotici
v. Clocotici
Carașova
Girliște
v. Caraș
v. Anina
Cludanovița
v. Lișava
Anina
Oravița
Ciclova Română
Ilidia
Bozovici
v. Nera
Sasca Montană
Cărbunari
Moldova Nouă
Sichevița
DUNĂREA
Berzasca
Cozla
v. Sirinia
v. Jelișeva
Baia Nouă
v. Povățina
v. Selișchi
Svinița
v. Dragosela
v. Mare
v. Cozlele
v. Șinel
v. Lespezi
v. Miraconia
CAZANELE MICI
CAZANELE MARI
Orșova
v. Ideg
v. Belareca
v. Sfîrdinu
Mehadia
vf. Stăjuț
Băile Herculane

S1 S2 S3 S4 S5 S6 S7 S8
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

COLOANE STRATIGRAFICE CORELATIVE PRIN FORMAȚIUNILE WESTFALIAN - PERMIENE DIN CARPAȚII MERIDIONALI DE VEST

U N I T A T E A G E T I C Ă

Z O N A R E Ș I Ț A

U N I T A T E A D A N U B I A N A

Z O N A P R E S A C I N A

Z O N A Ș V I N I Ț A

PERMIAN — AUTUNIAN — SAXONIAN?

Asociația cu Callipteris și Walchia

Complexul grezos conglomeratic

Complexul argilos

PERMIAN — AUTUNIAN — SAXONIAN?

Complex vulcanogen

Complex detritogen

CARBONIFER — WESTFALIAN — STEPHANIAN

Asociația cu pecopteride = Stephanian A inf.

Asociația cu alethopteride = Westfalian D. sup.

Asociația cu neuropteride = Westfalian D. inf. și asociația cu mariopteride de Westfalian C.

Complexul cărbunos Dragoșela

Complexul cărbunos Baia Nouă

Fundament

CARBONIFER — WESTFALIAN — STEPHANIAN

Asociația cu pecopteride

Complexul cărbunos de la:

Lupac
Clocotici
Bîrzavița și
partea superioară a celui de la Secu

Complexul grezos argilos

CARBONIFER — WESTFALIAN

Asociația cu aletopteride = Westfalian D. sup.
Partea inferioară a complexului cărbunos de la Secu.

Asociația cu neuropteride = Westfalian D. inf.

Complexul grezos conglomeratic

?

Complexul conglomeratic

Fundament

1. v. Lupac — Walchia — Asociația cu pecopteride: Pecopteris feminaeformis, P. lonchitica, P. unita, etc.

S1 2. Lupac — Walchia 25°; Walchia; Walchia 5°; Walchia 40°; Lebachia 30° piniformis; Walchia; 50°; 5°; 30°; 40°; 20°

4. Girliște-Ciudanovița — 250 m — Callipteris Walchia

5. Oravița-Ciclova

3. v. Arlt — Asociația cu neuropteride: Pecopteris, Neuropteris gigantea, N. ovata, etc.

S2 6. Clocotici — 50°; 30°; 20°; 25°; 35°; 30°; 50°

7. Clocotici — Asociația cu: Callipteris conferta, C. naumanni, Calipteridium gigas, Lebachia piniformis

S3 8. Clocotici — Walchia Anthracosidae; Anthracosidae

S4 9. Bîrzavița — Walchia 40°; Walchia; 30°; Walchia; Anthracosidae; 30°; 30°; 50°

10. v. Bîrzavița

11. Secu (Complexul Cărbunos) — Asociația cu pecopteride: Pecopteris candolleana f. typus, P. arborescens. — Asociația cu alethopteride: Alethopteris lonchitica, Al. serli, Al. pluckeneti.

12. Râul Alb (Secu)

Cr

21. v. Străjut Mehadia — P — Cr

20. v. Sfîrdinul Mehadia — P — Cr

S8 18. Ielișeva — Cr

19. v. Povalina — Anthracomya thuringensis, Carbonicola tarnowitzi, C. terrae sup.

S5 13. Berzasca — 45°; 45°; D

14. Dragoșela — Cr

S6 15. Dragoșela — 30°; 30°; Cr

S7 16. Dragoșela — Cr

Asociația cu pecopteride: Pecopteris pluma, Asociația cu alethopteride: Alethopteris grandini, Pecopteris plumosa, P. dentata, etc.

17. Baia Nouă (Complexul Cărbunos) — Asociația cu mariopteride și neuropteride: Mariopteris hirsuta, M. nervosa, M. muricata, Neuropteris linguaefolia, N. tenuifolia, Sigillaria polyploca

LEGENDA

1	Marne calcaroase	9	Microconglomerate	17	Șisturi cristaline
2	Calcare	10	Conglomerate	18	L_1 Liasic inferior
3	Argile	11	Brecie	19	D Devonian
4	Argile grezoase	12	Aglomerate	20	Cr Cristalin
5	Gresii argiloase	13	Tufuri	21	1,2..... Coloane stratigrafice
6	Gresii	14	Tufite	22	S_1, S_2... Foraje
7	Gresii silicoase	15	Porfire	23	\ 30° Înclinările stratelor folosite la calcularea grosimilor reale
8	Gresii calcaroase	16	Cărbune		

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

STUDIUL FAUNEI BADENIAN — SUPERIOARE DE LA MINIȘUL DE SUS (BAZINUL ZARAND) [1]

DE

EUGEN NICORICI [2], ALEXANDRA SAGATOVICI [3]

Abstract

Study of the Upper Badenian Fauna from Minișul de Sus (Zarand Basin). This paper deals with the Badenian fauna from Minișul de Sus and Minișel, localities situated in the South-Western part of the Zarand Basin (district of Arad). The fauna of the Minișul de Sus and Minișel areas is very rich, and has developed under conditions specific to the formation of some limy deposits of the Leitha type. In this paper there are described and figured or only quoted likewise 114 species of lamellibranchs and 88 of gasteropods. Among them 24 are new forms not mentioned in this region. There are likewise described two new subspecies and namely : *Turritella* (*Torculoidella*) *varicosa minisensis* and *Chlamys elegans minisensis*. Species from the groups of echinoids, bryozoans, corals and foraminifers are quoted too. Relying on the faunal assemblage, the Upper Badenian age of the limy-organogenous horizon, is minutely established. The stratigraphical spreading of fauna, as well as the new nomenclature of the Neogene from Central Paratethys are also discussed.

Prin lucrarea de față ne propunem să facem cunoscută, într-o mai mare măsură, o faună badeniană extrem de interesantă și totodată destul de bogată, dezvoltată în condițiile specifice formării unor depozite calcaroase de tip Leitha.

Badenianul din regiunea Minișul de Sus și Minișel, este dezvoltat pe o suprafață restrînsă, în partea sudică a bazinului Zarand, repauzînd

[1] Comunicare în ședința din 14 mai 1971.

[2] Universitatea „Babeș-Bolyai", str. Kogălniceanu nr. 1, Cluj.

[3] Universitatea Bucuresti, B-dul N. Bălcescu nr. 1, București.

Institutul Geologic al României

pe bordura nordică a munților Drocea. Depozitele sale se dispun transgresiv peste șisturi epimetamorfice și suportă sedimentele sarmațiene, alcătuite din alternanțe de tufite, marne, tufuri, diatomite și aglomerate andezitice, care acoperă depozitele mai vechi și ocupă cea mai mare parte a perimetrului regiunii (fig. 1).

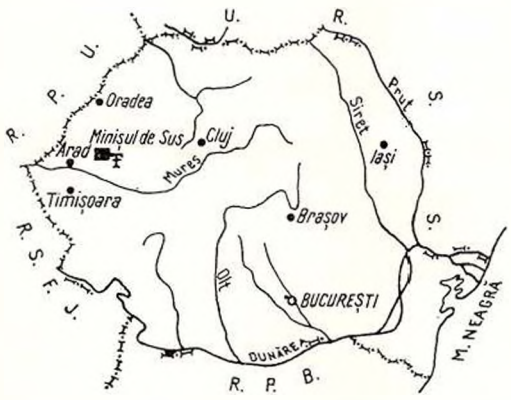


Fig. 1. — Localizarea regiunii Minișul de Sus pe teritoriul R. S. România.

Localisation de la région de Minișul de Sus sur le territoire de la Roumanie.

Istoricul cercetărilor

Date privind depozitele badeniene din regiunea Miniș—Minișel, sînt cunoscute din anul 1875, datorită lui L ó c z y [4], care arată că aceste depozite au fost deja semnalate de P e t e r s și A m b r u s și că ele îmbracă faciesul calcarelor de tip Leitha. Autorul mai prezintă o listă a faunei fosile, totalizînd peste 100 specii de lamelibranhiate și gasteropode.

L ó c z y (1877), L a m b e r t și T h y e r y (1909—1910), precum și V a d á s z (1915), descriu din Badenianul din această regiune o interesantă faună de echinide.

P a u c ă (1954), menționează conținutul paleontologic mai important al Badenianului de la Minișul de Sus și arată că în constituția litologică a depozitelor se remarcă alternanțe de cinerite și calcare organogene.

N i c o r i c i (1963) întocmește o coloană stratigrafică a Badenianului de la Minișul de Sus, menționează continuitatea de sedimentare badenian-sarmațiană și citează 46 specii de moluște și 15 de foraminifere.

[4] Fauna colectată și determinată de L. L ó c z y, se găsește depozitată la Muzeul de Istorie Naturală din Budapesta, dulap nr. 31, sertarele 898, 899.

Institutul Geologic al României

Huică et al.[5, 6] întreprind, în anii 1965 și 1966, cercetări geologice asupra regiunii, stabilind în Tortonian 3 orizonturi litologice : orizontul de nisipuri și pietrișuri ; orizontul calcaros organogen de tip Leitha ; orizontul cineritic buglovian. Raportul este însoțit de o hartă geologică la scara 1 :10 000.

În anul 1965 Istocescu et al.[7] prezintă o succesiune de amănunt a depozitelor badeniene de la Minișul de Sus și Minișel. Autorii menționează existența diferitor faciesuri, deosebind un facies marnos-calcaros și un facies cineritic-calcaros. Raportul este însoțit de o hartă geologică la scara 1 : 25 000. Ceva mai tîrziu, tot Istocescu (1970) încadrează complexul de nisipuri și pietrișuri din baza profilului la „Tortonian inferior".

Nicorici și Sagatovici (1970), revizuiesc fauna badeniană de la Minișul de Sus și Minișel, adăugînd la formele citate de autorii precedenți încă 64 specii de moluște, precum și două echinide [*Schizechinus hungaricus* (Laube), *Clypeaster altus* Klein].

Caractere litologice

În succesiunea depozitelor badeniene din regiunea Miniș—Minișel, precum a arătat și Huică, se deosebesc 3 orizonturi : un orizont inferior nefosilifer, reprezentat prin nisipuri și pietrișuri, un orizont mediu format în predominanță din calcare organogene și un orizont superior, reprezentat prin tufuri fine și tufite bugloviene (fig. 2).

Orizontul de pietrișuri și nisipuri. Depozitele acestui orizont au o stratificație încrucișată, ele fiind lipsite de resturi fosile. Pietrișurile sînt poligene, nesortate, cuprinzînd elemente de mărimi diferite, care pot atinge diametrul de 0,40 m. În cadrul lor se disting fragmente de șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, filite, cuarțite, sernifite, gresii și material eruptiv, toate prinse într-o matrice nisipoasă de culoare gălbuie. Aceste depozite sînt deschise în versantul stîng al văii Minișului, în perimetrul localității

[5] I. Huică, V. Brana. Raport geologic de prospecțiuni pentru diatomite în reg. Minișul de Sus. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

[6] I. Huică, I. Kokzur, A. Lăcătușu. Raport geologic de prospecțiuni pentru diatomite și argile refractare în zona Minișul de Sus, Bochia. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

[7] D. Istocescu, Felicia Istocescu, P. Polonic, Al. Butac. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi în Bazinul Pannonic, inclusiv rama muntoasă între Munții Rez, Codru și valea Mureșului. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Minişul de Sus şi în partea superioară a văii Mihăiuţ, în dealul Mugulița. Grosimea pietrişurilor totalizează aproximativ 50 m. Cu o grosime mai mică aceste depozite apar şi pe partea dreaptă a văii Minişel.

Huică et al. (1965, 1966), precum şi Nicorici, Sagatovici (1970), prin analogie cu depozite similare din bazinele Beiuş şi

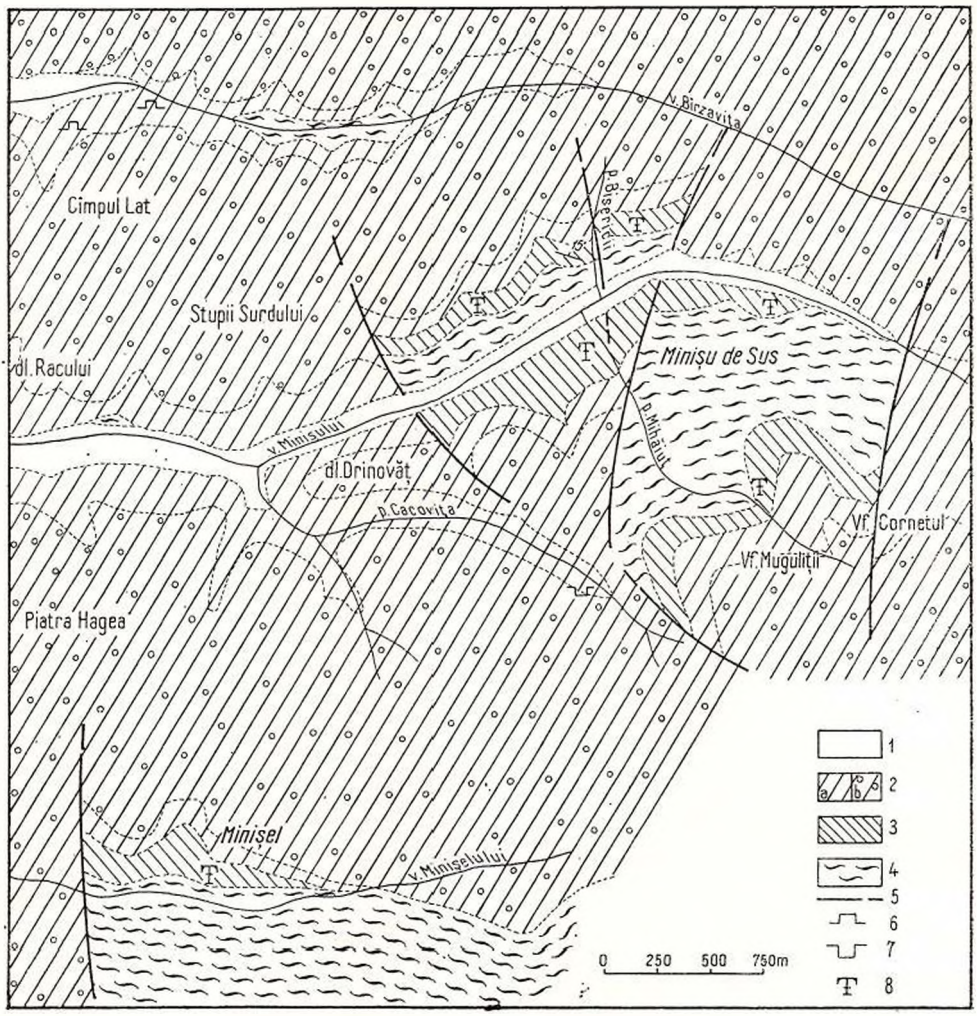


Fig. 2. — Harta geologică a regiunii Minişul de Sus.

1, Cuaternar; aluviuni; 2, Sarmaţian: a, complex diatomitic; b, aglomerate andezitice; 3, Badenian; 4, şisturi cristaline; 5, linie de falie; 6, carieră de exploatare; 7, carieră părăsită; 8, punct fosilifer.

Carte géologique de la région de Minişul de Sus.

1. Quaternaire: alluvions; 2, Sarmatien: a, complexe de diatomites; b, agglomérats andésitiques; 3, Badénien; 4, schistes cristallins; 5, ligne de faille; 6, carrière en explotation; 7, carrière abandonnée; 8, gisement fossilifère.

Institutul Geologic al României

Șimleu, au considerat acest orizont ca aparținînd primei părți a Badenianului superior. Recent Istocescu (1970) include nisipurile și pietrișurile de la Minișul de Sus, în complexul inferior torențial și le atribuie vîrsta „tortonian-inferioară". Autorul le corelează cu pietrișurile din nordul bazinului Zarand, în cuprinsul cărora pe valea Botfeiului a găsit o intercalație de tufit cu următoarele microfosile: *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globigerinoides triloba*, *Spiroplectamina carinata*, *Nodosaria longiscata*, *Dentalina communis*, *Valvulineria complanata*. Pe baza acestor fosile Istocescu paralelizează complexul inferior torențial din vestul bazinului Zarand cu pietrișurile de Almașul Mare care conțin microfosile asemănătoare.

Orizontul calcaros-organogen. Depozitele acestui orizont se dispun fie peste pietrișurile orizontului inferior, fie direct peste șisturi cristaline. Din punct de vedere litologic este alcătuit din calcare organogene destul de bogate în material terigen. În cadrul lor se deosebesc calcare compacte, calcare cavernoase cochilifere, calcare grezoase și calcare marnoase tufacee. Calcarele alternează cu strate cineritice și prind în masa lor material cineritic.

La Minișul de Sus aflorimentele se eșalonează atît pe versantul drept cît și pe cel stîng al văii Minișului. Profilele cele mai complete pot fi urmărite pe pîrîul și dealul Bisericii (fig. 3) din versantul drept al văii Minișului și pe pîrîul Mihăiuț, afluent de stînga al văii Minișului, situat la aproximativ 150 m aval de confluența văii Minișului cu pîrîul Bisericii.

La Minișel, aflorimentele Badenianului se găsesc pe versantul drept al văii Minișel, pe o lungime de aproximativ 300 m.

Pentru a da o imagine mai clară succesiunii straielor acestui orizont fosilifer, prezentăm coloanele litologice (pl. XXVIII) ridicate în principalele locuri de apariție a acestor depozite din regiunea Minișul de Sus și Minișel.

Dacă examinăm coloanele stratigrafice remarcăm în cadrul lor prezența unor nivele reper, ca cel al tufurilor ori al calcarelor cavernoase, care permit corelarea lor locală. În partea superioară a orizontului apare constant un nivel de calcare organogene care trec în depozitele de tufuri și tufite ale orizontului superior.

Neuniformitatea în distribuirea rocilor din diferite profile poate fi explicată ca fiind rezultat al variațiilor batimetrice. Remarcăm în acest sens diferențele litologice dintre depozitele dezvoltate în dealul Bisericii de la Miniș și cele care aflorează pe pîrîul Mihăiuț. Probabil că între aceste două sectoare de sedimentare a existat o zonă mai ridicată a fundului

Institutul Geologic al României

bazinului, care a determinat ca în partea sa nordică să se sedimenteze depozite cu un caracter net calcaros, în timp ce în partea sudică, aportul de material terigen fiind mai important, a determinat sedimentarea unor calcare puternic grezoase. Același lucru îl putem spune despre nivelul



Fig. 3. — Afloriment în calcarele badeniene din Dealul Bisericii-Minișul de Sus.
1, tufit; 2, calcar marnos; 3, calcar cavernos.

Affleurement dans les calcaires badéniens de Dealul Bisericii—Minișul de Sus.
1, tuffite; 2, calcaire marneux; 3, calcaire caverneux.

inferior tufitic, în care se observă de asemenea diferențe în constituția litologică. Variațiile litologice semnalate mai sus au determinat și unele deosebiri neimportante în dezvoltarea organismelor. Față de bogăția deosebit de mare în specii și indivizi din cuprinsul calcarelor din dealul Bisericii, în calcarele grezoase din cursul inferior al pîrîului Mihăiuț, se observă o variație specifică mai redusă. Remarcăm în schimb pe acest pîrîu prezența mai abundentă a speciilor și exemplarelor de echinide, care pe versantul drept al văii Minișului constituie o raritate. Variațiile litofaciale se accentuează pe măsură ce ne apropiem de linia țărmului. Astfel în succesiunea depozitelor badeniene superioare de la Minișel, materialul terigen invadează adesea stratele de calcar, încît apar alternanțe frecvente de strate de nisip și de calcar.

Institutul Geologic al României

Orizontul de tufuri și tufite. Descris pentru prima dată în această regiune de Nicorici (1963), este format dintr-un pachet de cca 15 m de tufuri vulcanice fine, de culoare albă-gălbuie-rozacee, care cuprind cîteva intercalații de tufite fosilifere. Au fost identificate 3 intercalații de acest fel. Intercalația inferioară și cea superioară se remarcă printr-un amestec de forme marine normale și salmastre (*Chlamys diafana* Dub., *Cutelus papyraceus* Reuss., *Ervilia dissita* Eichw., ș.a.), pe cînd cea mijlocie conține forme exclusiv marine *[Nuculana fragilis* (Chemnitz), *Turritella turris* Basterot].

Nicorici (1963), Huică et al. (1965, 1966), precum și Ionesi și Sagatovici (1970), consideră aceste depozite ca aparținînd Buglovianului. Datorită caracterului faunei încă predominant marin, atașăm aceste depozite de tranziție, părții superioare a Badenianului.

Caractere paleontologice și biostratigrafice

Fauna cercetată de noi provine din orizontul calcarelor organogene de la Minișul de Sus și Minișel.

Majoritatea resturilor fosile întîlnite în aceste depozite aparțin lamelibranhiatelor și gasteropodelor, primele predomină atît ca număr de specii, cît mai ales ca număr de indivizi. Din acestea se remarcă ostreidele și pectinidele, care la unele nivele alcătuiesc lumașele.

Materialul paleontologic este conservat în mod diferit; unele forme, ale căror cochilii au fost mai rezistente, s-au păstrat întregi, cu toate caracterele lor, pe cînd altele se găsesc sub formă de mulaje.

Inventarul faunistic al acestui interesant punct fosilifer, pus în evidență încă de Lóczy (1875), a fost recent revizuit și completat de către Nicorici și Sagatovici (1970). Se ajunge ca numărul total de moluște găsite în depozitele fosilifere din această regiune să înregistreze 179 specii, dintre care 94 aparțin lamelibranhiatelor iar 85 gasteropodelor.

Acestui inventar, prin lucrarea de față, i se mai adaugă încă 20 specii de lamelibranhiate și 5 de gasteropode (tabelul). Mai consemnăm prezența unor subspecii noi de *Turritella* și *Chlamys* și anume : *Turritella* (*Torculoidella*) *varicosa minisensis* ssp. n. și *Chlamys elegans minisensis* ssp. n.

Speciile de moluște care nu au mai fost semnalate pînă în prezent în depozitul Badenianului superior de la Miniș—Minișel sînt următoarele : *Barbatia barbata* (Linné), *Flabellipecten besseri* (Andrzejowsky), *Chlamys seniensis lomnickii* (Hilber), *Chlamys fascicullata* Millet, *Chlamys elegans minisensis* ssp. n., *Glycymeris* sp., *Anomia ephippium*

Institutul Geologic al României

cylindrica Gmelin, *Anomia ephippium hörnesi* Foresti, *Anomia ephippium ornata* Schaffer, *Anomia ephippium rugulostriata* Bronn., *Crassostrea miocucullata* (Schaffer), *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim), *Ostrea lamellosa boblayei* (Deshayes), *Ostrea granensis* Fontannes, *Ostrea fimbriata crassa* Schaffer, *Ostrea edulis adriatica* Lamarck, *Ostrea* cfr. *crassicostata* Sowerby, *Pycnodonta leopolitana* (Niedzwiedzky), *Arcopagia crassa* Pennant, *Corbula revoluta* (Brocchi), *Turritella subangulata spirata* Brocchi, *Turritella benoisti* Cossmmann, *Turritella varicosa minisensis* ssp. n., *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco, *Potamides moravicus variabilis* Friedberg.

Formele de moluște întîlnite cel mai frecvent în depozitele cercetate sînt: *Pecten aduncus* Eichwald, *Flabellipecten leythajanus* (Partsch), *Flabellipecten besseri* (Andrzejowsky), *Chlamys elegans* (Andrzejowsky), *Ostrea digitalina* Dub., *Ostrea lamellosa boblayei* (Deshayes), *Cardium barrandei schafferi* (Kautsky), *Pitaria islandicoides* (Lamarck), *Tellina planata* Linné, *Oxystele patula orientalis* Cossmann-Peyrot, *Strombus coronatus* Defrance, *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco, *Potamides bidentatus lignitarum* Eichw., *Turritella benoisti* Cossmmann, *Conus fuscocingulatus* Bronn. și altele.

Am arătat anterior că în afară de moluște, în calcarele organogene de la Minișul de Sus, a fost găsită și o interesantă faună de echinide, care cuprinde următoarele 11 specii: *Prionechinus felmenesensis* Lambert-Thyery, *Prionechinus lóczy* Lambert-Thyery, *Amphidetus intermedius* (Lóczy), *Clypeaster felmenesensis* Vadász, *Clypeaster acuminatus robustus* Vadász, *Clypeaster altus* (Klein), *Scutella vindobonensis* Laube, *Schizaster ventiensis* Lambert, *Schizaster karreri* Laube, *Schizechinus hungaricus* Laube, *Echinolampas hemisphaericus* Lamarck. Din această faună, primele 5 forme, al căror loc tip se află la Minișul de Sus, nu le-am reîntîlnit. Din păcate se pare că holotipurile lor, care se aflau la Muzeul din Budapesta, sînt considerate dispărute. Se impune descrierea unor neotipuri, mai ales că unele apar și în depozitele Badenianului superior din alte regiuni (Ungaria, Austria, Ucraina vestică).

Referitor la conținutul micropaleontologic al calcarelor organogene din sectorul studiat, Nicorici (1963) a identificat de aici 15 specii de foraminifere, din rîndul cărora mai frecvente sînt: *Elphidium crispum* (Linné), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Borelis melo* Fichtel-Moll, *Cancris brogniarti* d'Orb., *Ammonia beccari* (Linné).

Institutul Geologic al României

Dintre alte grupe de organisme fosile semnalate în aceste depozite, amintim briozoarele *Cellepora* și *Tubulipora*, menționate de către L ó c z y (1875). Din materialul recoltat de noi, V. G h i u r c a a mai identificat următoarele specii: *Calpensia gracilis* R e u s s, *Membranipora* sp., *Holoporella globularis* B r o n n. Tot L ó c z y semnalează și prezența coralierilor, prin formele *Solenastraea* sp. și *Porites* sp., la care noi mai adăugăm: *Goniastraea* sp. și cf. *Tarbellastraea* sp., determinate de M. Ș u r a r u.

Din analiza elementelor litofaciale și paleoecologice reiese că asociația de la Minișul de Sus este reprezentată prin organisme care au trăit în condițiile unei zone litoral-neritice. Judecînd după cantitatea mare a algelor calcaroase, prezența coralierilor coloniali, precum și a unor specii de moluște și echinide a căror adîncime optimă de viață nu depășește 30—40 m (*Chlamys*, *Ostrea*, *Anomia*), se poate presupune că în perioada de sedimentare a orizontului calcaros fosilifer, adîncimea mării din acest sector era cuprinsă între 10 și 50 m.

Salinitatea apei din acest timp a fost normală, de tip polihalin, așa cum o dovedește fauna de coralieri și echinide, forme prin excelență stenohaline, precum și prezența din abundență a unor moluște deosebit de sensibile la variațiile de salinitate cum sînt: *Nucula*, *Chlamys*, *Flabellipecten*, *Anadara*, *Glycymeris*, *Turritella*, *Strombus*, etc.

Din ansamblul aspectelor paleoecologice ale asociației studiate, mai putem desprinde un regim de gaze și un pH normal al apelor, precum și o temperatură care indică o zonă climatică de tip subtropical.

Din observațiile noastre rezultă că asociația fosilă, cantonată în depozitele orizontului calcaros organogen, reprezintă un biofacies în care aproape toate organismele au aparținut aceleiași comunități ecologice, comunitate care nu a suferit decît un slab proces de alterare, înaintea îngropării finale. Faptul este confirmat de lipsa unor urme de rulare a cochiliilor, de absența unei sortări după dimensiuni, precum și de prezența unor cochilii de lamelibranhiate păstrate cu ambele valve.

Răspîndirea stratigrafică a faunei, probleme de vîrstă și corelări

Din examinarea răspîndirii stratigrafice a resturilor de moluște găsite în depozitele badeniene superioare de la Minișul de Sus reiese că în cadrul acestei faune se disting două categorii de fosile: forme cosmopolite, deci care au o largă răspîndire stratigrafică în cadrul Miocenului; forme noi, caracteristice Badenianului.

Institutul Geologic al României

Din prima categorie fac parte speciile apărute în etajele anterioare Badenianului. După cum se vede în planşa XXIX, multe forme, deosebit de frecvente în depozitele badeniene din ariile Paratethysului central, sînt cunoscute încă din Egerian. Dintre acestea amintim : *Andara diluvii*, *Venus multilamella*, *Nucula nucleus*, *Calyptrea chinensis* şi altele.

Din Eggenburgian se cunosc de asemenea numeroase specii de moluşte, care participă în mod frecvent în asociaţiile faunistice badeniene, cum sînt : *Anadara turonica*, *Chlamys multistriata*, *Divaricella ornata*, *Pitaria islandicoides*, *Cardium hians danubianum*, *Ostrea lamellosa boblayei*, *Ostrea edulis adriatica*, *Iphigenia lacunosa tumida*, *Tellina planata*, *Natica millepunctata*, *Pirula geometra*, etc.

Speciile : *Turritella subangulata spirata*, *Natica catena helicina*, *Loripes dujardini*, sînt cunoscute din depozitele ottnangiene. Din Carpatian menţionăm alte specii frecvent întîlnite în Badenian cum sînt : *Corbula carinata hörnesi*, *Corbula revoluta*, *Chlamys seniensis*, *Cardita partschi*, *Thracia ventricosa*, *Terebra fuscata*, *Natica redempta* şi altele.

Referindu-se la compoziţia faunei de moluşte badeniene, Seneš (1964) arată că în Badenianul inferior din Paratethysul central 64% din moluşte sînt forme relicte de origine mediterană, atlantică sau indopacifică, iar în Badenianul superior procentajul acestor forme este de 47%. Restul faunei de moluşte este reprezentată prin specii apărute în Badenian.

Dintre formele caracteristice depozitelor badeniene, care se pot întîlni frecvent în calcarele organogene de la Minişul de Sus, menţionăm : *Flabellipecten leythajanus*, *Flabellipecten besseri*, *Pecten aduncus*, *Chlamys elegans*, *Cardium barrandei schafferi*, *Codakia leonina*, *Venus vindobonensis*, *Gibbula buchi*, *Conus dujardini brezinae*, *Conus fuscocingulatus* şi altele.

Deşi într-un număr mai redus de specii, în comparaţie cu restul asociaţiei reprezentată prin specii mai puţin semnificative din punct de vedere stratigrafic, prezenţa formelor caracteristice citate, probează ca sigură vîrsta badenian-superioară a depozitelor din care provin. De altfel şi restul organismelor din asociaţia fosiliferă de la Miniş—Minişel, cum sînt echinidele, foraminiferele, briozoarele, reprezintă în majoritatea lor faune tipice pentru Badenianul superior dezvoltat într-un facies calcaros de tip Leitha.

Corelarea depozitelor badeniene superioare din regiunea cercetată cu depozite similare din ţara noastră şi în special cu cele din regiunile vestice se poate face cu uşurinţă atît pe baza unor criterii paleontologice cît şi faciale (fig. 4).

Institutul Geologic al României

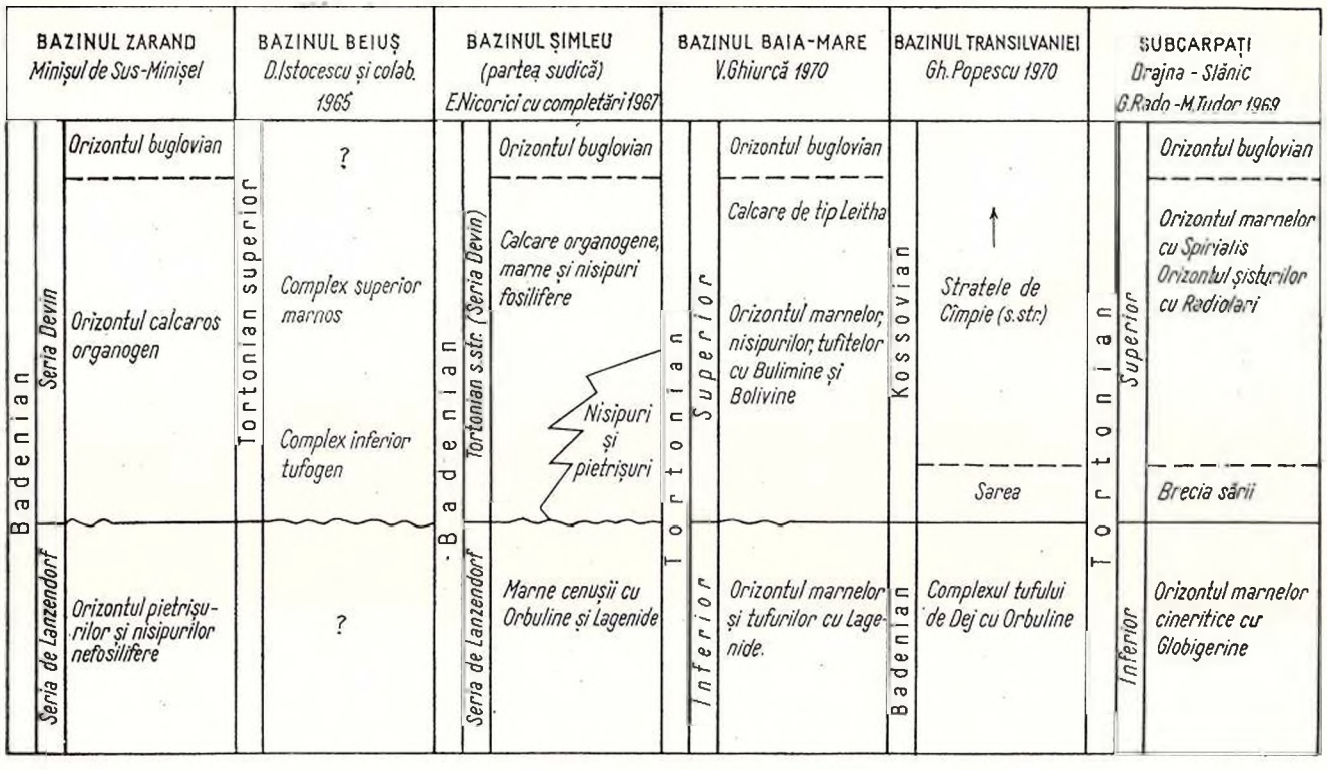


Fig. 1. — Tabel de corelare a depozitelor badeniene din regiunea Minișul de Sus cu depozitele similare din alte regiuni din R. S. România.

Tableau de corrélation des dépôts badéniens de la région de Minișul de Sus avec des dépôts similaires d'autres régions de la Romanie.

Institutul Geologic al României

În toate bazinele neogene vestice ale Munților Apuseni, depozitele badeniene superioare au un caracter transgresiv, ele repauzînd fie peste sedimentele Badenianului inferior, fie direct peste fundamentul cristalin.

Deasupra acestor depozite fosilifere, formate în condițiile unei mări cu salinitate normală, în continuitate de sedimentare urmează stratele bugloviene, cu o faună de trecere și cu un caracter regresiv.

Cu privire la nomenclatura stratigrafică nouă a Neogenului din Paratethysul central, propusă la întrunirile internaționale din ultimii ani și adoptată de majoritatea geologilor, dorim să subliniem că mobilul acestor propuneri are la bază neconcordanța observată între scara biostratigrafică și cea chronostratigrafică din domeniul Paratethysului central pe de o parte și cel al Mediteranei și al Atlanticului, pe de altă parte (fig. 5). Acest dezacord, pus în evidență mai cu seamă prin studii microfaunistice, a impus geologilor din Europa centrală și parțial estică, abandonarea deocamdată a scării chronostratigrafice „clasice" folosite pînă acum și crearea, pe baze biostratigrafice riguroase, a unor noi unități geocronologice și chronostratigrafice, cu caracter regional, valabile pentru Paratethysul central. În acest fel au apărut denumiri ca : Egerian, Eggenburgian, Ottnangian, Carpatian și Badenian.

Termenul de Badenian (K a p o u n e k, P a p p, T u r n o v s k y, 1960), a fost propus pentru desemnarea intervalului indicat mai înainte, în Paratethysul central, cu numele de „Tortonian". El cuprinde depozitele formate începînd cu apariția faunei cu *Preorbulina-Orbulina* și pînă la Sarmațian. La rîndul său Badenianul (M_4) a fost devizat în două : Badenianul inferior sau „Seria" de Lanzendorf ($M_{4a,b}$) (C i c h a - T e j k a l, 1965), care corespunde stratelor cu *Preorbulina-Orbulina suturalis* și Badenianul superior sau „Seria" Devin ($M_{4c,d}$), care corespunde zonei cu *Globigerina nepenthes*. În regiunea Minișul de Sus—Minișel, depozitele fosilifere se încadrează tocmai în această parte superioară a Badenianului, fapt dovedit atît de conținutul lor paleontologic, cît și de continuitatea de sedimentare cu stratele sarmațiene.

Prezentăm în continuare fauna de moluște badenian-superioară de la Minișul de Sus și Minișel, asociație dezvoltată, după cum am mai spus, în condițiile unei sedimentații neritice de tip Leitha.

Institutul Geologic al României

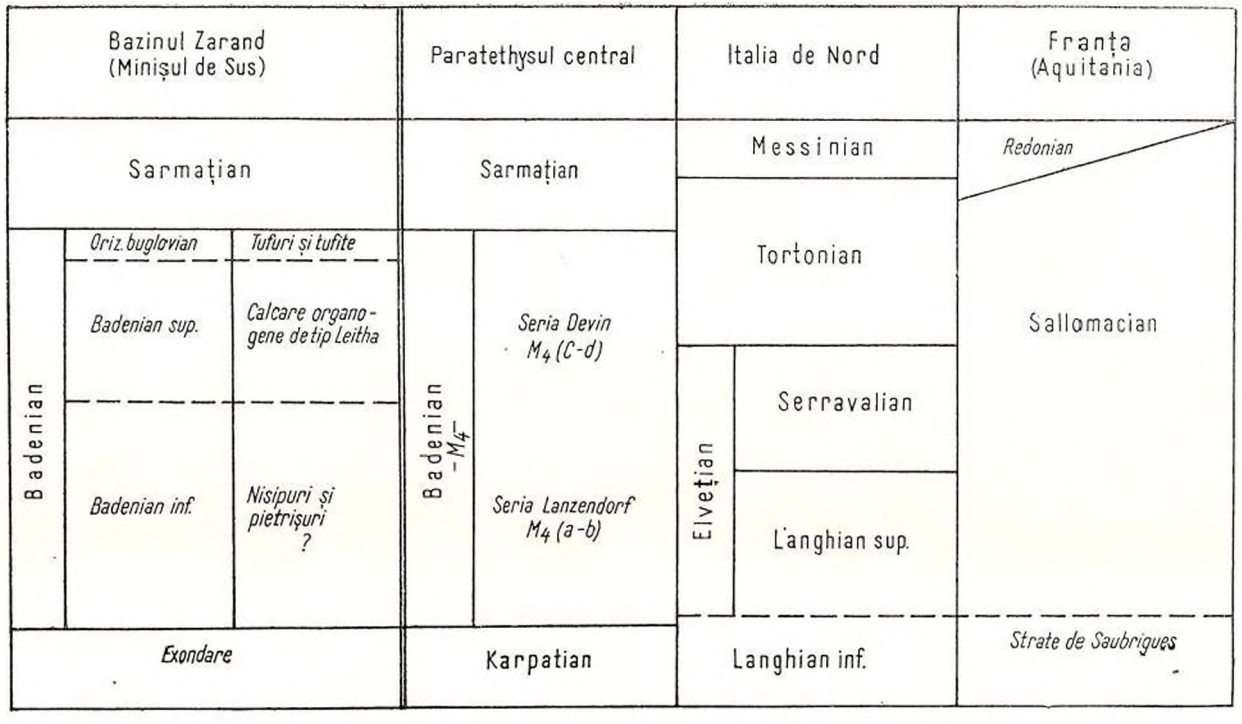


Fig. 5. — Corelarea Badenianului de la Minișul de Sus cu depozitele sincrone din Paratethysul central, Italia de nord și Franța.

Corrélation du Badénien de Minișul de Sus avec des dépôts synchrones de la Paratéthys centrale, du N de l'Italie et de France.

Institutul Geologic al României

Classis : **Lamellibranchiata**
Familia : **Nuculidae**
Genus : *Nucula* Lamarck 1799
Subgenus : *Nucula* s. str.
Nucula (*Nucula*) *nucleus* (Linné, 1758)
(pl. I, fig. 1)

Nucula nucleus Linaeus-Moisescu (1955), p. 71, pl. I, fig. 1;
Nucula (*Nucula*) *nucleus* (Linné)-Hinculov (1968), p. 77, pl. III, fig. 1.

Specia are o largă răspîndire stratigrafică şi geografică în Miocenul european. În România apare frecvent în depozitele badeniene. În calcarele organogene de la Miniş am găsit un singur exemplar.

Familia : **Arcidae**
Genus : *Anadara* Gray, 1847 (= *Anomalocardia* Morch, 1853)
Subgenus : *Anadara* s. str.
Anadara (*Anadara*) *diluvii* (Lamarck, 1805)
(pl. I, fig. 2)

Anadara diluvii (Lamarck)-Kojumdgieva (1960), p. 61, pl. XIX, fig. 9, 10;
Arca (*Arca*) *diluvii* Lamarck-Răileanu-Negulescu (1964), p. 166, pl. I, fig. 1—5;
Anadara (*Anadara*) *diluvii* (Lamarck)-Hinculov (1968), p. 78, pl. III, fig. 4a-c.

Formă comună pentru depozitele badeniene, ea întîlnindu-se începînd cu baza Miocenului. La Minişul de Sus am găsit 4 exemplare.

Anadara (*Anadara*) *diluvii pertransversa* Sacco, 1897
(pl. I, fig. 3—6)

Anadara diluvii Lam. var. *pertransversa* Sacco, (1897), XXVI, p. 25, pl. VI, fig. 19—21;
Anadara (*Anadara*) *diluvii pertransversa* Sacco-Hinculov (1968), p. 78, pl. III, fig. 6a,b

Am găsit la Minişul de Sus aproximativ 20 de valve, care corespund descrierii şi figuraţiei date de Sacco pentru această varietate. Forma se deosebeşte de *Anadara diluvii* prin valva sa mult mai alungită.

Dimensiuni : diametrul umbono-paleal = 5,6 mm ; 5,5 mm ; 3,8 mm ;
diametrul antero-posterior = 9,3 mm ; 8 mm ; 6,5 mm ;
convexitatea = 2,8 mm ; 2,5 mm ; 1,8 mm.

Această formă este răspîndită în tot Miocenul şi Pliocenul marin european. În România a fost semnalată în Eggenburgianul de la Coruş şi din Badenianul din bazinul Mehadiei. La Minişul de Sus se găsesc mai ales exemplare tinere.

Anadara (*Anadara*) *turonica* (Dujardin, 1837)
(pl. I, fig. 7—10)

Arca turonica Dujardin-Hörnes (1870), p. 332, pl. XLIV, fig. 2a-c;

Institutul Geologic al României

Anadara turonica Dujardin-Sacco (1898) XXVI, p. 24, pl. V, fig. 14;
Anadara (*Anadara*) *turonica* (Dujardin)-Hinculov (1968), p. 79, pl. III, fig. 8a,b,9.

În calcarele organogene de la Minișul de Sus am găsit 5 valve mici care corespund prin forma lor alungită și cu partea posterioară ușor ascuțită acestei specii. Față de *A. diluvii pertransversa*, această specie se deosebește prin partea sa posterioară mai ascuțită.

Dimensiuni: d.u.p. = 6,2 mm; 7,6 mm; 4,4 mm; d.a.p. = = 11,2 mm; 10,6 mm; 7 mm; convex. = 2,8 mm; 2,4 mm; 2 mm.

În România această specie a fost semnalată în Badenianul din Oltenia, Subcarpați, Tusa, Lăpugi-Buituri, bazinul Mehadiei.

Genus: *Barbatia* Gray, 1842
Subgenus: *Barbatia* s. str.
Barbatia (*Barbatia*) *barbata* (Linné, 1758)

Barbatia (*Barbatia*) *barbata* (Linné)-Kojumdgieva (1960), p. 58, pl. XVIII, fig. 6,7;
Barbatia (*Barbatia*) *barbata* Linnaeus-Moisescu (1955), p. 97, pl. V, fig. 4.

Deținem o valvă incompletă, pe care am identificat-o grație ornamentației sale caracteristice, reprezentată printr-o rețea fină, reticulară, rezultată din întretăierea a numeroase coaste radiare cu striuri concentrice.

Specia cunoaște o largă răspîndire stratigrafică începînd cu Burdigalianul. În Badenian se întîlnește frecvent.

Familia: **Glycymeridae**
Genus: *Glycymeris* Da Costa, 1778 (= *Pectunculus* Lamarck, 1799)
Subgenus: *Glycymeris* s. str. (= *Axinea* Poli, 1791)
Glycymeris (*Glycymeris*) *pilosa deshayesi* (Mayer, 1868)

Pectunculus pilosus (L.)-Paucă (1932), p. 198, pl. II, fig. 17;
Glycymeris (*Glycymeris*) *pilosa deshayesi* (Mayer)-Baldi, (1962), p. 115, pl. I, fig. 4, pl. II, fig. 1,2, pl. VIII, fig. 9;
Glycymeris (*Glycymeris*) *pilosa deshayesi* (Mayer)-Nicorici-Gherasim (1971), p. 40, pl. I, fig. 1–6.

Avem 3 exemplare destul de slab păstrate, găsite în calcarele organogene de la Minișul de Sus. Specia apare frecvent în depozitele badeniene din țara noastră, ea fiind semnalată încă din Eggenburgian.

Glycymeris (*Glycymeris*) *obtusata* (Partsch in Hörnes, 1870)
(pl. I, fig. 11, 12)

Pectunculus (*Axinea*) *obtusatus* Partsch-Paucă (1932), p. 198, pl. VIII, fig. 23, 24;

Institutul Geologic al României

Pectunculus (*Axinea*) cor *obsusata* (Partsch in Hörnes) — Kojumdgieva (1960), p. 62, pl. XIX, fig. 11, 12;

Glycymeris (*Glycymeris*) *obtusata* (Partsch in Hörnes) — Baldi (1962), p. 122, pl. II, fig. 4, pl. VIII, fig. 8, pl. XI, fig. 5, 6, 9.

În depozitele badeniene din regiunea cercetată am găsit două valve care prezintă caracterele acestei specii, cunoscute din Eggenburgian, dar cu răspîndirea cea mai mare în Badenian.

Dimensiuni: d.u.p. = 26 mm; d.a.p. = 29 mm; convex. = 10 mm.

Glycymeris sp.
(pl. XIX, fig. 7)

Deţinem un singur mulaj intern, al unei valve drepte de talie mare, pe care nu o putem determina specific datorită gradului necorespunzător de păstrare. Deşi dentiţia nu s-a păstrat, atribuim forma genului *Glycymeris* datorită mai ales celor două impresiuni musculare aşezate pe cîte o ridicătură, dintre care cea anterioară este mai mare, mai pronunţată şi totodată mai bruscă. De asemenea impresiunea paleală, bine vizibilă la exemplarul descris, este caracteristică genului *Glycymeris*, ea fiind dreaptă, bine marcată în apropierea marginii valvei. Umbonele este ridicat deasupra platoului cardinal, fiind totodată destul de înclinat înspre partea anterioară. Această înclinare a umbonelui conferă valvei un accentuat caracter inechilateral, la care dacă mai adăugăm forma mai mult înaltă decît lată a valvei, obţinem principalele caractere ale acestei interesante specii.

Dimensiuni: d.u.p. = 93 mm; d.a.p. = 83 mm; convex. = 31 mm.

Familia: **Limopsidae**
Genus: *Limopsis* Sacco, 1827
cf. *Limopsis* sp.
(pl. I, fig. 13)

Atribuim, deocamdată sub rezervă, acestui gen, două cochilii întregi dar destul de prost păstrate, găsite la Minişul de Sus. Cochilia subţire, echivalvă, aproape echilaterală, cu un contur oval, puţin lăţit înspre marginea ventrală şi îngustat înspre marginea umbonală. Convexitate nu prea mare. Suprafaţa valvelor este ornată cu costule fine şi dese radiare, care înspre umbone sînt uşor noduroase, iar spre marginea paleală devin netede şi tot mai fine. Aceste costule sînt întretăiate de striuri fine concentrice de creştere.

Faţă de genul *Limopsis*, exemplarele găsite de noi se apropie prin forma şi ornamentaţia cochiliei. Din păcate nu avem certitudinea deplină a acestei atribuiri deoarece materialul nu permite observarea suprafeţei

Institutul Geologic al României

interne a valvelor. Exemplarele găsite se remarcă prin dimensiunile lor mai mari în comparație cu cele obișnuite la genul *Limopsis*.

Dimensiuni: d.u.p. = 43 mm; d.a.p. = 42 mm; convex. = 9 mm.

Familia: **Pectinidae**

Genus: *Pecten* (Müller, 1776) Osbeck, 1765

Pecten aduncus Eichwald, 1830

(pl. I, fig. 14–17)

Pecten aduncus Eichwald-Depéret-Roman (1902), p. 49, pl. VI, fig. 5, 6, pl. VII, fig. 1;

Pecten aduncus Eichwald-Friedberg (1936), p. 28, pl. XXXII, fig. 1-4, pl. XXXIII fig. 1;

Pecten aduncus Eichwald-Csepreghy-Meznerics (1960), p. 9, pl. I, fig. 17, pl. II, fig. 1–3.

Sîntem în posesia a 9 valve drepte și 2 stîngi, găsite în calcarele organogene de la Minișul de Sus. Valva dreaptă bombată, cu o convexitate pronunțată, este ornată cu 16 coaste ușor rotunjite, aproape plane, despărțite prin intervale largi cît jumătatea coastelor. Aceste spații intercostale la exemplarele de la Miniș, prezintă o serie de adîncituri sau crestături care marchează zone concentrice de creștere (pl. I, fig. 15). Așa cum arată Depéret și Roman (p. 50), astfel de forme de *P. aduncus* sînt frecvente în Ungaria, ele reprezentînd o varietate locală a acestei specii. De asemenea și în bazinul Vienei, se pot găsi exemplare de *P. aduncus* cu o astfel de ornamentație intercostală. Din examinarea exemplarelor de *P. aduncus* provenite de la Tusa (bazinul Șimleu), precum și a celor de la Lăpugi și Buituri, aflate în colecția bazinului Transilvaniei din Cluj, rezultă că și la aceste forme se poate observa, în spațiul dintre coaste, aceeași ornamentație.

Urechiușele valvei drepte sînt egale, de mărime mijlocie, lipsite de o ornamentație specifică.

Valva stîngă este aproape plană, ușor concavă în apropierea vîrfului. Suprafața acestei valve, la exemplarele găsite de noi, are 13 coaste rotunjite, despărțite prin intervale ceva mai late decît coastele, cu fundul aproape plat și prevăzut cu striuri fine concentrice de creștere. Spațiile intercostale mai marginale mai pot avea 2–3 șanțuri fine longitudinale.

Urechiușele valvei stîngi sînt egale și ornate cu șanțuri fine longitudinale.

Dimensiuni: d.u.p. = 52 mm; d.a.p. = 53 mm; convex. = 19 mm.

Institutul Geologic al României

Forma de *P. aduncus* răspîndită în regiunile Paratethysului central prezintă afinităţi cu *P. praebenedictus* Tournouer, de care se deosebeşte prin prezenţa unei coaste în plus la valva stîngă. După cum a arătat Csepreghy-Meznerics (p. 9) ceea ce Hörnes (1870) a figurat pe pl. 59, fig. 7—9, sub numele de *P. aduncus* este de fapt *P. praebenedictus*.

Pecten aduncus este una dintre formele caracteristice pentru Badenianul din Paratethysul central, ea fiind întîlnită frecvent în faciesul calcarelor de tip Leitha.

Genus: *Flabellipecten* Sacco, 1897

Flabellipecten leythajanus (Partsch in Hörnes, 1870)

(pl. III, fig. 1—6; pl. IV, fig. 1—3)

Pecten leythajanus Partsch-Hörnes (1870), p. 406, pl. LXIII, fig. 6—8;

Pecten (Flabellipecten) leythajanus Partsch-Paucă, (1932) p. 201, pl. IV, fig. 6;

Flabellipecten leythajanus (Partsch)-Csepreghy-Meznerics (1960), p. 114, pl. V, fig. 8, 9;

Flabellipecten leythajanus (Partsch in Hörnes) — Hinculov (1968), p. 87, pl. VII, fig. 6, pl. VIII, fig. 1.

Exemplarele care corespund diagnosticului acestei specii, apar în număr mare în calcarele de la Minişul de Sus. Cochilia este aproape rotundă, inechivalvă, foarte uşor inechilaterală. Valva dreaptă, cu o convexitate nu prea pronunţată, este ornată cu 21—22 coaste plane şi uşor rotunjite la muchii, avînd între ele intervale cu fundul plat şi aproximativ de două ori mai înguste decît coastele. Rar pe aceste intervale se pot observa lamele concentrice fine şi dese. Urechiuşele sînt inegale, cea anterioară are un contur ondulat, fiind uşor scobită la bază. Pe suprafaţa lor se văd striuri transversale de creştere fine şi dese.

Valva stîngă foarte puţin convexă, are 22—24 coaste radiare, separate prin intervale la fel de largi ca şi coastele. Aceste intervale, ca şi în cazul valvelor drepte, prezintă, la exemplarele bine păstrate, lamele concentrice fine şi dese.

Dimensiuni: d.u.p. = 57,7 mm; d.a.p. = 64,5 mm; convex. v. dr. = = 14 mm.

F. leythajanus prezintă mari asemănări cu *F. besseri*. Doar o convexitate ceva mai slabă, mai ales a valvei stîngi, prezenţa unui număr al coastelor ceva mai mare (21—22 la *F. leythajanus* şi 19 la *F. besseri*) precum şi intervalele dintre coastele radiare mai înguste fac posibilă deosebirea celor două specii.

Institutul Geologic al României

Flabellipecten leythajanus este specia cea mai caracteristică pentru formațiunile calcaroase de tip Leitha ale Badenianului superior. Se pare de fapt că arealul de răspîndire geografică sigură a acestei forme nu depășește Europa centrală (Austria, Ungaria, România).

Flabellipecten besseri (Andrzejowsky, 1830)
(pl. II, fig. 1–6)

Flabellipecten besseri Andrz. — Depéret et Roman (1910), p. 119, pl. XIII, fig. 2,3;
Pecten besseri Andrz. — Friedberg (1934), p. 212, pl. XXXIV, fig. 1–5;
Pecten (Flabellipecten) besseri Andrzejowsky — Moisescu (1955), p. 104, pl. VII, fig. 1–4;
Pecten (Flabellipecten) besseri Andrzejowsky — Kojumdgieva (1960), p. 66, pl. XXII, fig. 3–5;
Flabellipecten besseri (Andrzejowsky) — Csepreghy-Meznerics (1960), p. 14, pl. V, fig. 7, pl. VI, fig. 1,2;
Flabellipecten besseri (Andrzejowsky) — Hinculov (1968), p. 86, pl. VII, fig. 2–5.

Între numeroasele exemplare de *Flabellipecten* găsite la Minișul de Sus, am identificat 2 valve stîngi și 1 valvă dreaptă, care corespund caracterelor acestei specii.

Așa cum am arătat la descrierea lui *F. leythajanus*, deosebirea dintre aceste două specii, foarte asemănătoare, se poate face prin faptul că *F. besseri* are un număr de coaste cu 1–3 mai puține, are spațiile intercostale cu ceva mai late, coastele mai rotunjite, precum și o convexitate a valvelor puțin mai mare ca la *F. leythajanus*.

Dimensiuni: d.u.p. = 71 mm; d.a.p. = 57,5 mm;
d.u.p. = 78 mm; d.a.p. = 62 mm.

Această specie a fost descrisă din Podolia, ea fiind apoi identificată în toate depozitele badeniene din Paratethysul central. Precum au semnalat încă Depéret-Roman, forma figurată de Hörnes (pl. LXII, pl. LXIII, fig. 1–5) ca *Pecten besseri*, nu se încadrează în descrierea originală a formelor provenite din Podolia, deosebindu-se de aceasta mai ales prin prezența pe urechiușele valvei stîngi a unor costule longitudinale, care lipsesc la *F. besseri*, precum și printr-un număr mai mare al coastelor. Specia figurată de Hörnes este de fapt *F. solarium* Lamarck.

F. besseri mai prezintă unele asemănări cu *F. solarium* (Lamarck) de care se deosebește mai cu seamă prin lipsa costulelor radiare de pe urechiușe.

La fel ca și specia precedentă *F. besseri* apare frecvent în depozitele badeniene calcaroase din România, Austria, Ungaria, Cehoslovacia, Polonia, Ucraina de vest și Bulgaria.

Institutul Geologic al României

Genus: *Chlamys* (Bolten, 1798) Röding, 1798

Chlamys elegans (Andrzejowsky, 1830)

(pl. IV, fig. 4—7; pl. V, fig. 1—6; pl. VI, fig. 1, 2a)

Pecten elegans Andrz.-Hörnes (1870), p. 415, pl. 64, fig. 6;

Chlamys (Aequipecten) elegans Andrz.-Friedberg (1934), p. 225, pl. XXXVII, fig. 11, pl. XXXVIII, fig. 1—6;

Chlamys elegans Andrzejowsky-Paucă (1932), p. 202, pl. IV, fig. 2,7;

Chlamys elegans Andrzejowsky-Roger (1939), p. 111, pl. XIV, fig. 4—6;

Chlamys seniensis Lamarck var. *elegans* Andrzejowsky-Korobkov (1951) p. 47, pl. I, fig. 10;

Chlamys elegans (Andrezjowsky)-Csepreghy-Meznerics (1960), p. 19, pl. XI, fig. 9, 16, pl. XII, fig. 1;

Chlamys elegans (Andrzejowsky)-Hinculov (1968), p. 87, pl. VIII, fig. 2, 3.

În calcarele organogene de la Miniş am găsit 15 valve care aparţin acestei specii. Cochilia este destul de masivă, puţin inechilaterală, inechivalvă, de talie mijlocie care rar depăşeşte 5 cm diametru.

Valva dreaptă convexă, cu un umbone puţin curbat dar care nu depăşeşte marginea cardinală. Urechile sînt inegale, cea anterioară fiind prevăzută la bază cu un sinus, iar cea posterioară retezată în unghi drept. Pe suprafaţa urechilor se găsesc costule radiare, în număr de 8 — 9, apropiate şi uşor noduroase la cea anterioară, şi 6 — 7 costule mai distanţate, mai subţiri şi foarte uşor noduroase pe cea posterioară. Ornamentaţia secundară a urechilor constă în striuri fine şi dese concentrice, mai dezvoltate pe urechia posterioară.

Valva stîngă are o convexitate mai redusă, iar vîrful umbonelui întrerupe marginea cardinală.

Pe suprafaţa externă a ambelor valve se pot număra cîte 12 coaste radiare, înalte, rotunjite la partea superioară şi cu pereţii aproape verticali despărţite prin şanţuri rotunjite. La valva dreaptă atît coastele radiare cît şi spaţiile dintre ele au aceeaşi lăţime, pe cînd la valva stîngă spaţiile intercostale sînt cu ceva mai late decît coastele.

Partea superioară a coastelor poartă cîteva costule subţiri dar bine dezvoltate, care pot fi în număr de 3 — 5. La unele exemplare costule radiare uşor schiţate, se pot observa şi în spaţiile intercostale, mai ales înspre părţile laterale ale valvei.

Atît pe coastele radiare, cît şi pe spaţiile dintre ele se găsesc lamele dese concentrice, care în şanţuri sînt drepte sau uşor convexe spre marginea paleală, pe cînd pe coaste şi anume între costule ele prezintă convexitatea înspre umbone.

Institutul Geologic al României

Dimensiuni: d.u.p. = 42mm; d.a.p. = 44,5 mm; convex .v.dr. = 13mm;
d.u.p. = 36mm; d.a.p. = 38 mm; convex .v.dr. = 12mm;
d.u.p. = 33mm; d.a.p. = 36 mm; convex .v.stg. = 7mm.

Ch. elegans este o specie răspîndită în depozitele badeniene din domeniul Paratethysului. Ea se aseamănă dintre formele dezvoltate în bioprovinciile mediteraneană și atlantică cu *Ch. scabrella* (= *seniensis*) și *Ch. bollenensis*, de care se distinge prin convexitatea inegală a celor două valve, prin coastele sale mai puțin numeroase și prin ornamentația secundară. Nu putem fi de acord cu Korobkov (1951), care consideră *Ch. elegans* ca o subspecie a lui *Ch. seniensis* (= *scabrella*). Între *Ch. elegans* și *Ch. seniensis* deosebirile sînt următoarele: *Ch. seniensis* la toate varietățile sale (*lomnickii*, *niedzwiedzkii*), are un număr de coaste de 15—22, pe cînd *Ch. elegans* niciodată nu depășește 13 coaste, în cel mai frecvent caz fiind 12 coaste, așa cum se poate observa la toate exemplarele provenite de la Minișul de Sus.

Ch. elegans este o formă răspîndită în bioprovincia Paratethysului central (Austria, Cehoslovacia, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria și România), în timpul Badenianului superior fiind frecventă în depozitele calcaroase de tip Leitha.

Chlamys elegans minisensis n. ssp.
(pl. VI, fig. 3—8, 2b)

Holotipul: pl. VI, fig 3.
Derivatio nominis: denumire dată după localitatea Miniș.
Stratum tipicum: orizontul calcarelor organogene de tip Leitha de la Minișul de Sus.
Locus typicus: calcarul organogen din dealul Bisericii.

Printre exemplarele de *Ch. elegans* provenite de la Minișul de Sus, am găsit o formă care se deosebește de specia tip, prin cîteva particularități de ornamentație, fapt care ne-a determinat să o considerăm un taxon deosebit.

Valvă echilaterală, ușor convexă, prevăzută cu 11 coaste radiare. Coastele sînt ascuțite în partea lor superioară, spre deosebire de *Ch. elegans*, la care sînt rotunjite și în consecință nu au nici costulele atît de caracteristice tipului speciei. Atît coastele cît și intervalele dintre ele sînt ornamentate cu lamele concentrice așezate la distanțe egale. Spre deosebire de lamelele concentrice de la *Ch. elegans*, care pe spațiile intercostale sînt aproape drepte, iar între costulele de pe coaste au convexitatea înspre umbone, la forma descrisă, lamelele concentrice intercostale cît și cele de pe coaste, au convexitatea înspre marginea paleală.

Institutul Geologic al României

Dimensiuni: d.u.p. = 25 mm; d.a.p. = 24 mm; convex. = = 6,5 mm.

Holotipul acestei subspecii se găsește în colecția stratigrafică a bazinului Transilvaniei, de la Catedra de Geologie-Paleontologie a Universității din Cluj, nr. de inventar: 16317.

Chlamys seniensis lomnickii (Hilber)

(pl. VII, fig. 1–6)

Chlamys seniensis Lmk. var *lomnickii* Hilb.-Friedberg (1936), p. 223, pl. 37, fig. 5–7;
Chlamys scabrella Lmk. var. *lomnickii* Hilb.-Roger (1939), p. 106;
Chlamys scabrella lomnickii (Hilber)-Csepreghy-Meznerics (1960), p. 20, pl. XIV, fig. 3–15.

În depozitele studiate am găsit 1 valvă dreaptă și 3 stîngi, foarte bine păstrate, care aparțin acestei varietăți.

Valva dreaptă este ușor convexă, cu un umbone care ajunge pînă la marginea liniei cardinale. Urechile sînt inegale. Cea anterioară, mai mare, mai alungită, cu un sinus la baza sa, lîngă care se vede ctenolium format din 3 dințișori. Suprafața urechiușei anterioare poartă 6 costule radiare noduroase. Urechiușa posterioară, trunchiată, are tot 6 costule dar mai subțiri. Intervalele dintre aceste costule la ambele urechi este fin striată concentric.

Suprafața valvei drepte are 14 coaste radiare rotunjite la partea superioară, despărțite prin spațiile ovale la fel de largi ca și coastele. Coastele radiare poartă cîte 3 costule mai vizibile înspre marginea paleală. În spațiile intercostale apare o ornamentație lamelară concentrică, care trece ondulîndu-se pe coaste, în intervalele dintre costule.

Valva stîngă, cu o convexitate mai slabă și cu un umbone care depășește puțin marginea cardinală, are de asemenea urechile inegale, cea anterioară fiind cu puțin mai mare, ambele avînd costule radiare și striuri lameloase concentrice. Suprafața valvei stîngi are 15–17 coaste radiare, despărțite prin intervale la fel de largi ca și coastele, precum și o ornamentație lameloasă concentrică.

Dimensiuni: d.u.p. = 24 mm; d.a.p. = 24,5 mm; convex. v. dr. = 6,5 mm;
d.u.p. = 14 mm; d.a.p. = 14 mm; convex. v. st. = 2,3 mm.

Pentru indicarea acestei specii în literatura paleontologică circulă două denumiri: *scabrella* și *seniensis*, ambele date de Lamarck în 1819, unor forme provenite din Italia. Roger (1939), a arătat că între holotipurile celor două specii separate de Lamarck nu există decît diferențe mici, individuale ele aparținînd de fapt aceleiași specii, *scabrella* și *seniensis* fiind deci sinonime. Respectînd principiul priorității, denumirea

Institutul Geologic al României

uzuală ar trebui să fie *seniensis*, care a fost dată prima. Deoarece denumirea de *scabrella*, este larg răspîndită în literatură, R o g e r propune folosirea în continuare a acestui termen. În țările Europei centrale, această specie a fost întîlnită în depozitele badeniene, în cuprinsul ei fiind separate și cîteva varietăți găsite în Ukraina vestică. F r i e d b e r g, K o r o b k o v, K o j u m d g i e v a, T e j k a l, folosesc denumirea de *seniensis*, iar C s e p r e g h y - M e z n e r i c s pe cea de *scabrella*. Noi optăm, conform principiului priorității, pentru utilizarea denumirii de *seniensis*.

Chlamys seniensis lomnickii, a fost descrisă din depozitele „tortoniene" din Galiția (Ucraina vestică), de către H i l b e r, sub numele de *Pecten lomnickii*. Ulterior F r i e d b e r g (1907), prezintă descrierea aceleiași forme sub numele de *Pecten romani*, pentru ca mai tîrziu să revină, încadrînd-o ca varietate a lui *Ch. seniensis*.

Această varietate este tipică pentru Badenian, ea fiind semnalată în Ucraina, Polonia, Ungaria și țara noastră.

Chlamys multistriata (P o l i, 1795)

(pl. VII, fig. 7—9; pl. VIII, fig. 1—9; pl. IX, fig. 2—4)

Chlamys multistriata P o l i - S a c c o (1897), XXIV, p. 16, pl. I, fig. 12. 18, 19;

Chlamys multistriata P o l i - R o g e r (1939), p. 165, pl. 22, fig. 5—7, 11—15. pl. XXIII fig. 5, pl. XXIV, fig. 8—9;

Chlamys multistriata P o l i - C s e p r e g h y - M e z n e r i c s (1960), p. 23, pl. XIV, fig. 23—25, pl. XV, fig. 1;

Chlamys multistriata P o l i - H i n c u l o v (1968), pl. 88, pl. VIII, fig. 5.

Sîntem în posesia a 10 valve bine păstrate, provenite din orizontul calcaros fosilifer de la Minișul de Sus. Cochilia acestei specii este puțin inechilaterală și inechivalvă, ușor alungită umbono-paleală, cu o convexitate a celor două valve aproape egală.

Valvele prezintă o ornamentație caracteristică reprezentată prin numeroase coaste radiare, al căror număr, la exemplarele cercetate, variază de la 35 la 50, ele fiind mai numeroase la exemplarele adulte. La valva dreaptă, începînd din zona de maximă convexitate, coastele se divid exact în două, rezultînd numeroase coaste duble. În afară de această divizare, la exemplarele pe care le avem, nu am mai observat în continuare o altă divizare. Spre părțile laterale ale valvei coastele noi, devin din ce în ce mai mici față de cele inițiale.

Ornamentația secundară la valva dreaptă constă din striuri fine și dese, dezvoltate pe spațiile intercostale. Aceste striuri minuscule se pot vedea numai cu ajutorul unei lupe binoculare. Este interesant de remarcat caracterul lor neregulat de dispunere. Astfel pe unele spații intercostale

Institutul Geologic al României

ele sînt oblice, în altele paralele cu marginea paleală, uneori chiar în acelaşi şir de striuri se observă dispuneri diferite (pl. VIII, fig. 3).

Pe coaste mai apar numeroşi solzi dispuşi dezordonat, ei fiind mai deşi în părţile laterale ale valvelor.

Valva stîngă, spre deosebire de cea dreaptă, are unele caractere specifice ale coastelor. Astfel aici coastele nu se mai divid, ci sînt drepte, simple, despărţite prin intervale la fel de largi. Totuşi şi în cazul valvei stîngi, uneori, numărul coastelor se măreşte, însă apariţia noilor coaste nu se face prin divizare, ci prin intercalarea din loc în loc a coastelor noi (pl. IX, fig. 4).

Ca şi la valva dreaptă, spaţiile intercostale ale valvei stîngi, prezintă striuri concentrice cu o dispoziţie neregulată. De asemenea pe creasta coastelor apar solzi dispuşi rar şi fără o anumită ordine. Urechile sînt inegale. La valva dreaptă, urechea anterioară este alungită, ca o aripă, are 6 — 7 costule noduroase, iar cea posterioară este redusă şi tăiată oblic. Linia cardinală este dreaptă. La valva stîngă, urechiuşa anterioară are o formă triunghiulară, cu marginile în unghi drept şi cu 7 — 8 costule radiare, uşor noduroase, care se continuă cu coastele laterale ale valvei propriu-zise. Urechea posterioară este mică.

Dimensiuni: d.u.p. = 39 mm; d.a.p. = 32,5 mm; convex. = 7 mm;
d.u.p. = 20 mm; d.a.p. = 17 mm; convex. = 3,5 mm;
d.u.p. = 15 mm; d.a.p. = 13,2 mm; convex. = 3,1 mm.

Ch. multistriata fiind o formă variabilă, mai ales în ceea ce priveşte caracterul costaţiei sale, a determinat pe unii autori să creeze specii noi cum sînt *Ch. tauroperstriata* Sacco, *P. gloriamaris* Dubois. Roger (p. 167) menţionează că examinarea holotipurilor şi topotipurilor acestor forme, precum şi a unor serii întregi provenite din mai multe puncte, au arătat inconstanţa caracterelor morfologice care au dus la separarea acestor specii sau subspecii şi că de fapt este vorba de *Ch. multistriata*, în a cărei arhitectură generală, constantă, se încadrează şi formele amintite.

Dintre speciile care apar în domeniul Paratethysului central şi care prezintă asemănări cu *Ch. multistriata*, menţionăm forma de *Ch. varia* Linné, care are însă un număr mai redus de coaste radiare, întotdeauna egale între ele şi fără a fi divizate.

Dintre varietăţile lui *Ch. multistriata*, exemplarele de la Minişul de Sus, se apropie mult prin caracterul costaţiei de *Ch. multistriata tauroperstriata* Sacco.

Institutul Geologic al României

Specia are o largă răspîndire în tot Miocenul și Pliocenul marin din Europa. În România a fost întîlnită în Badenianul superior de la Lăpugi, Buituri, bazinul Mehadiei, Subcarpați.

Chlamys fasciculata (M i l l e t)

(pl. X, fig. 4—6)

Pecten reussi H ö r n e s - H ö r n e s (1870), p. 407, pl. LXIV, fig. 1;
Chlamys (Manupecten) fasciculata M i l l e t - F r i e d b e r g (1936), p. 249, pl. XLII, fig. 2—4;
Chlamys fasciculata M i l l e t - R o g e r (1939), p. 180, pl. XXVI, fig. 7, 13—17;
Chlamys fasciculata (M i l l e t) - C s e p r e g h y - M e z n e r i c s (1960), p. 33, pl. XXXII, fig. 3—7.

Sîntem în posesia unui fragment de valvă, ușor de identificat datorită caracterelor sale distinctive. În general această specie se apropie destul de mult de *Ch. multistriata* în ceea ce privește conturul și costația. Convexitatea celor două valve este moderată și aproape egală. Pe suprafața lor se pot număra 9 — 10 pliuri radiare, separate de intervale cu puțin mai înguste, care fac ca valvele să aibă un aspect ondulat și în acest fel să se deosebească ușor de *Ch. multistriata*. Costulele sînt ușor solzoase și între ele apare o ornamentație microscopică reprezentată fie prin striuri fine, fie prin numeroase puncte care sugerează vîrful unui degetar (pl. X, fig. 6).

În cadrul acestei specii se pot distinge și unele variații, dintre care se remarcă formele provenite din calcarele de Leitha din bazinul Vienei pe care H ö r n e s (1870) le-a figurat sub numele de *Pecten reussi*. Această formă se remarcă prin talia sa mai mare, în comparație cu a speciei tip provenită din falunele helvețiene din bazinul Loarei (Franța).

Ch. fasciculata mai prezintă unele asemănări cu *Ch. pes-felis* L i n n é, cu care probabil se află în relații de descendență, cu *Ch. aldrovandi* D e f r a n c e, *Ch. puymoriae* M. E., care însă sînt răspîndite numai în domeniile mediteran și atlantic.

Ch. fasciculata este o formă cunoscută din Helvețianul din Franța, iar în Paratethys a fost găsită în Eggenburgianul din Ungaria, Ottnangianul din Austria, Badenianul din Austria, Ungaria, Ucraina vestică. În România specia a mai fost întîlnită în Badenianul de la Lăpugi, fiind menționată ca *P. reussi*.

Chlamys lilli kneri (H i l b e r, 1882)

(pl. X, fig. 1—3)

Chlamys kneri H i l b e r - F r i e d b e r g (1936), p. 247, pl. XLI, fig. 9;
Chlamys kneri H i l b e r - R o g e r (1939), p. 192, pl. XIX, fig. 22, 23;

Institutul Geologic al României

Chlamys (*Manupecten*) *lilli* var. *kneri* (Hilber) - Kojumdgieva (1960) p. 72, pl. XXV, fig. 4, 5.

Avem două valve incomplete, care, prin particularităţile lor morfologice, corespund acestei varietăţi. Cochilia are un contur rotunjit, cu o convexitate slabă şi sensibil aceeaşi pentru ambele valve. Ornamentaţia, variabilă, este reprezentată prin numeroase coaste, dintre care cele din zona mediană sînt mai bine dezvoltate. La formele provenite de la Minişul de Sus, am numărat cca 20 de astfel de coaste, dintre care cele marginale sînt simple şi filiforme, pentru ca treptat spre centrul valvei, ele să devină tot mai puternice, grupîndu-se în fascicole, rezultînd o serie de coaste principale formate din 2 sau mai rar 3 costule. În spaţiile intercostale pot să apară 1 sau 2 costule fine. Pe coastele radiare, dar mai ales pe intervalele dintre ele, se mai observă striuri drepte şi dese radiare, precum şi striuri fine concentrice de creştere, ceva mai evidente înspre marginea paleală a valvei.

Ch. lilli kneri se deosebeşte de *Ch. lilli* Pusch, prin faptul că are un număr mai mare de coaste radiare.

Această varietate descrisă din depozitele badeniene din Ucraina vestică, a mai fost semnalată în Badenianul superior din Bulgaria. Este o formă găsită pentru prima dată în România.

Chlamys latissima (Brocchi, 1814)

(pl. IX, fig. 1)

Pecten latissimus Br.-Hörnes (1870), p. 395, pl. LVI, pl. LVII;

Macrochlamys latissima Br.-Sacco (1897), XXIV, p. 32, 33, pl. IX, fig. 5, var. *giboplana* Sacco, pl. X, fig. 6;

Pecten (*Grandipecten*) *latissimus* Br.-Friedberg (1936), p. 215, pl.XXXV, fig. 1;

Chlamys latissima Brocchi-Roger (1939), p. 37, pl. XVIII, fig. 1, pl. XIX, fig. 1, pl. XXVIII, fig. 1;

Chlamys latissima (Brocchi)-Csepreghy-Meznerics (1960), p. 33, pl. XXX şi XXXI.

În calcarele badeniene de la Minişul de Sus am găsit o valvă incompletă precum şi 7 — 8 fragmente, pe care le-am recunoscut uşor ca aparţinînd acestei specii. Cochilia este mare, masivă, puţin inechilaterală şi inechivalvă. Convexitatea este slabă, mai ales la valva dreaptă. Suprafaţa externă a valvei drepte are 4 coaste late radiare, despărţite prin spaţii la fel de largi. Între ultima coastă şi marginea cochiliei mai apare o coastă mică şi cîteva costule. Valva stîngă este ceva mai bombată şi are numai 3 coaste radiare principale. Coastele sînt mai bine reliefate în regiunea de maximă convexitate, ele devenind tot mai şterse înspre mar-

Institutul Geologic al României

ginea paleală. În spațiile intercostale, și în mai mică măsură pe coaste, se găsesc cîteva costule radiare (de obicei 4 ori 5). Ornamentația concentrică constă din striuri de creștere cu aspect de lamele ondulate și dese, mai bine vizibile înspre marginea valvei. Impresiunea musculară rotunjită.

Ch. latissima poate atinge dimensiuni gigantice, chiar peste 400 mm în diametru (după Sacco). Exemplarele studiate, judecînd după lățimea coastelor, aveau un diametru în jur de 170—180 mm, iar grosimea maximă a valvelor ajungea la unele exemplare de 1,5 cm.

În cuprinsul speciei *latissima*, se individualizează în regiunile Paratethysului central, o interesantă varietate cunoscută sub numele de *Ch. latissima nodosiformis* (De Serres). Această varietate se remarcă printr-o convexitate mult mai pronunțată a ambelor valve, care sînt aproape la fel de bombate. Ornamentația radiară este mai bine dezvoltată în comparație cu *Ch. latissima*, costulele sînt mai puține și apar mai mult pe coaste decît pe intervalele dintre acestea, iar coastele valvei stîngi prezintă o serie de noduri caracteristice.

Exemplarele găsite la Minișul de Sus aparțin formei tipice de *Ch. latissima*, ele sînt foarte slab bombate, nu au noduri, iar costulele apar mai ales pe spațiile intercostale. Aceste caractere fac ca formele studiate să se apropie destul de mult de varietatea găsită în depozitele etajului Helvețiano din Italia, numită *Ch. latissima giboplana* Sacco.

Ch. latissima, are o largă răspîndire în domeniul mediteran și mai puțin atlantic, ea este cunoscută prin varietatea *restitutens* Fontannes încă din Burdigalianul de pe Valea Rhonului.

În regiunile Paratethysului, specia este răspîndită în Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică și țara noastră (bazinul Bahnei, Lăpugi).

Genus: *Hinnites* Defrance, 1821

Hinnites brussoni leufroyi De Serres, 1829

(pl. X, fig. 7; pl. XI, fig. 1—4)

Hinnites defrancei Mich.-Hörnes (1870), p. 423, pl. LXVII, fig. 1—4;

Hinnites brussoni var. *taurinensis* Sacco-Sacco (1897), XXIV, p. 11, pl. II, fig. 8;

Hinnites leufroyi De Serres var. *defrancei* (Micht.)-Sacco (1897), XXIV, p. 11, Pl. II, fig. 5—7;

Hinnites leufroyi De Serres-Schaffer (1910), p. 32, pl. XV, fig. 7;

Chlamys brussoni De Serres var. *leufroyi* De Serres-Roger (1939), p. 175, pl. XXIII, fig. 7, 8, pl. XXIV, fig. 1—3;

Hinnites leufroyi Serres-Steininger et al. (1971) p. 423, pl. XXVII, fig. 3.

Institutul Geologic al României

Am găsit din această interesantă şi rară specie, cunoscută prin marea ei variabilitate generată de modul de viaţă fixat, 3 valve stîngi bine păstrate. Mai frecvent au fost întîlnite din această specie valvele stîngi, cele drepte, prin care animalul se fixa se găsesc extrem de rar. În stadiile sale de început, valvele şi mai ales valva stîngă, prezintă caracterele genului *Chlamys*. Mai tîrziu după fixare, deci în faza adultă, *Hinnites* se îndepărtează de Pectinidae, apropiindu-se mai mult de Ostreidae şi Spondylidae. Momentul fixării cochiliei este marcat pe suprafaţa externă, prin schimbarea (simplificarea) caracterului ornamentaţiei şi de multe ori prin acoperirea porţiunii de valvă dezvoltată după fixare, printr-o peliculă de carbonat de calciu nodular, precipitat.

Valvele sînt destul de groase, uşor alungite umbono-paleal. Valva stîngă foarte puţin convexă, are un unghi apical de 95°, o linie cardinală dreaptă, un umbone ascuţit şi două urechiuşe uşor asimetrice, pe care se pot vedea 6 — 7 costule radiare slab noduroase. Ornamentaţia este reprezentată prin coaste radiare principale, uşor ascuţite, prevăzute din loc în loc cu solzi mici. Coastele sînt în număr de 12 — 14, ele fiind mai bine vizibile în zona apicală unde formează o suprafaţă cu aspect de evantai, după care se continuă flexuate şi din ce în ce mai estompate înspre marginea valvei. Pe suprafaţa în evantai, precum şi pe urechiuşe, la microscop, se poate vedea o ornamentaţie fină reticulară, cu aspect de briozoare. Tot în zona apicală, între coastele principale, din loc în loc pot să apară coaste mai mici, în număr de 7 — 9, care nu se mai continuă în restul valvei. În plus faţă de ornamentaţia menţionată pe suprafaţa valvelor se mai găsesc striuri sau zone de creştere asemănătoare cu ale Ostreidelor.

Platoul cardinal este aproape neted, iar foseta ligamentară are o formă triunghiulară alungită destul de adîncă. Suprafaţa internă la formele cercetate este netedă, fără a se putea observa pliurile semnalate la formele de *Ch. brussoni* găsite în Burdigalianul din Franţa. Impresiunea musculară este mare rotunjită, puţin excentrică.

Dimensiuni : d.u.p. = 33,5 mm ; d.a.p. = 28 mm ; convex. = 7 mm ;
d.u.p. = 34 mm ; d.a.p. = 29 mm ; convex. = 6 mm.

Modul de viaţă fixat al acestor lamelibranhiate, pornind mai ales de la stadiul fixat, le face variabile atît în ceea ce priveşte forma cît şi ornamentaţia. În acest sens R o g e r (p. 177) arată că între cele două specii apropiate *H. brussoni* şi *H. leufroyi*, care se deosebesc doar prin detalii de costulaţie, provenite din Burdigalianul din Languedoc şi Bouches du Rhone, a putut observa o întreagă gamă de trecere. Din acest motiv

Institutul Geologic al României

Roger a reunit aceste două forme sub numele de *Ch. brussoni leufroyi* (pl. XXIII, fig. 7).

H. brussoni leufroyi prezintă unele asemănări cu *Ch. crispa*, de care se deosebește prin talia sa mai mică, ornamentația sa microscopică cu alura de briozoare, prin coastele mai bine evidențiate și prin fanta sa ligamentară triunghiulară.

Cu privire la încadrarea acestor specii la genul *Chlamys* sau *Hinnites*, părerile sînt împărțite. Unii autori (Roger, Csepreghy-Meznerics) bazați pe forma pe care o are cochilia în faza tînără, cînd animalul trăia nefixat, consideră aceste forme ca aparținînd genului *Chlamys*. Majoritatea autorilor pun mai mare accent pe particularitățile morfologice ale exemplarelor adulte, considerînd faza tînără ca un stadiu nepionic anormal de lung, reprezentînd o fază a evoluției grupului, importantă din punct de vedere filogenetic, fără însă a le fi particulară (Cossmann-Peyrot, 1914, p. 341). Într-adevăr, *Hinnites* în stare adultă se îndepărtează mult de caracterele Pectinidelor, mai ales prin forma impresiunilor musculare și paleale, prin șarnieră, prin modul de viață. Noi fiind lipsiți de posibilitatea de a face un studiu ontogenetic al acestui grup, în colecția noastră negăsindu-se decît 3 exemplare adulte, opiniem, deocamdată, pentru atribuirea speciei cercetate genului *Hinnites*.

În Miocenul din Paratethysul central, au fost semnalate pînă în prezent următoarele specii de *Hinnites*: *H. defrancei* Micht., *H. leufroyi* Serres. *H. brussoni taurrinensis* Sacco, *H. brussoni taurocostata* Sacco. Dintre aceste specii, *H. defrancei*, descrisă și figurată de Hörnes (p. 423, pl. 47, fig. 1—4) aparține, așa cum arată Roger (p. 177), formei de *H. brussoni*, intrînd în sinonimia acesteia. *H. leufroy* și *H. brussoni taurinensis*, semnalate din Eggenburgianul din bazinul Vienei și figurate de Schaffer (pl. 15, fig. 6, 8) și de Steininger et al. (pl. 27, fig, 3, 7), nu se deosebesc între ele decît prin forma mai lată a speciei *H. leufroyi*. Ornamentația externă a cochiliilor și în special cea din zona apicală, este aceeași la ambele specii figurate. În consecință credem că și în cazul acestor forme este mai corectă încadrarea lor la *H. brussoni leufroyi*. În ceea ce privește forma de *H. brussoni taurocostata*, întîlnită în Ottnangianul din Ungaria (Csepreghy-Meznerics, 1960, p. 36, pl. 34, fig. 1), aceasta se deosebește de *H. brussoni leufroyi* prin coastele sale mai fine și mai dese.

În depozitele badeniene din țara noastră, specia descrisă a mai fost semnalată la Lăpugi, cu numele de *H. leufroyi*.

Institutul Geologic al României

Familia : **Spondylidae**

Genus : *Spondylus* Linné, 1758

Spondylus crassicostata vindobonensis Sacco, 1898

(pl. XI, fig. 5)

Spondylus crassicosta Lam.-Hörnes (1870), p. 429, pl. LXVII, fig. 7;

Spondylus crassicosta v. *vindobonensis* Sacco-Sacco (1898), p. 6;

Spondylus crassicosta v. *vindobonensis* Sacco-Kojumdgieva (1960), p. 76, pl. XXVI, fig. 4, 5.

Din această formă am găsit la Minișul de Sus două valve incomplete. Cochilia este masivă cu contur rotunjit, inechivalvă, cu urechile ușor inegale. Ornamentația este reprezentată prin coaste radiare, dintre care unele sînt mai bine dezvoltate și prevăzute cu țepi de cîțiva mm lungime. La unele forme, 4 dintre aceste coaste, din zona mediană sînt mai pronunțate. La exemplarele cercetate, la fel ca și la formele date de Kojumdgieva din Bulgaria, nu se observă atît de pregnant această diferențiere. Coastele secundare, grupate cîte 2 — 4, între cele principale, sînt mai fine și au aspectul unui șirag noduros prevăzut uneori cu țepi mici.

Specia a fost semnalată din depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria. În țara noastră această formă a fost întîlnită în bazinul Bahnei, la Lăpugi și Buituri.

Familia : **Anomiidae**

Genus : *Anomia* (Linné) Müller, 1776

Anomia (*Anomia*) *ephippium ornata* Schaffer, 1910

(pl. XII, fig. 1,2)

Anomia ephippium L. var. *ornata* Schaffer-Schaffer (1910), p. 25, pl. XII, fig. 14;

Anomia (*Anomia*) *ephippium ornata* Schaffer-Hinculov (1968), p. 91, pl. X, fig. 1a, 1b,

Avem o singură valvă, care corespunde descrierii și figurației date de Schaffer pentru această varietate. Caracteristica principală a acestei varietăți este forma umbonelui, alungit și îngustat, precum și conturul valvei, alungit și posterior. Suprafața valvei are striuri de creștere rare și bine evidențiate, precum și numeroase coaste radiare, înguste, destul de neregulate, care par a fi formate din șiruri aranjate ca niște țigle.

Dimensiuni : d.u.p. = 38 mm; d.a.p. = 38 mm; convex. = 10 mm.

Această formă cunoscută din Eggenburgianul din Austria, a mai fost semnalată în țara noastră din Badenianul din bazinul Mehadiei.

Institutul Geologic al României

Anomia (*Anomia*) *ephippium rugulostriata* Bronn., 1831
(pl. XII, fig. 3—6)

Anomia ephippium L. var. *ruguloso-striata* Brocchi in Bronn.-Sacco (1897), XXIII, p. 34, pl. X, fig. 18—24;
Anomia ephippium Linnaeus var. *rugulostriata* Bronn.-Moisescu (1955) p. 102, pl. V, fig. 11, 12, pl. VI, fig. 10—12;
Anomia (*Anomia*) *ephippium rugulostriata* Bronn.-Hinculov (1968), p. 90, pl. IX, fig. 2—5.

Atribuim acestei varietăți două valve stîngi găsite la Minișul de Sus. Conturul valvei este variabil, iar suprafața prezintă un desen de asemenea variabil. Unele forme au coaste radiare rare și rugoase, între care se găsesc numeroase striuri radiare fine și încrețite. Caracteristic pentru această varietate sînt impresiunile musculare în număr de 3, așezate pe pata albă; o impresiune mai mare și rotundă și două mai mici, aproape egale, așezate una lîngă cealaltă sub impresiunea mare.

Această formă are o largă răspîndire stratigrafică și geografică în Europa vestică și centrală. În țara noastră a fost întîlnită în Badenianul din bazinul Bahnei și al Mehadiei.

Anomia (*Anomia*) *ephippium cylindrica* Gmelin, 1790
(pl. XI, fig. 6—8)

Anomia ephippium L. var. *cylindrica* Gmelin-Sacco (1898), XXIII, p. 34, pl. X, fig. 17;
Anomia (*Anomia*) *ephippium cylindrica* Gmelin-Hinculov (1968), p. 90 pl. IX, fig. 6a, b.

Dimensiuni: d.u.p. = 10 mm; d.a.p. = 17 mm; convex. = 6 mm.

La Minișul de Sus am găsit 6 valve din această formă. Este cunoscută din Miocenul mediu și Pliocenul marin din Italia, precum și din Badenianul din Cehoslovacia. În România a mai fost întîlnită în bazinul Mehadiei.

Anomia (*Anomia*) *ephippium hörnesi* Foresti, 1893
(pl. XI, fig. 9,10)

Anomia ephippium L. var. *hörnesi* Foresti-Sacco (1898), XXIII, p. 36, pl. X, fig. 36—38;
Anomia (*Anomia*) *ephippium hörnesi* Foresti-Hinculov (1968), p. 90, pl. IX, fig. 7a, b;
Anomia ephippium hörnesi Foresti-Steininger et al. (1971), p. 429, pl. XXVIII, fig. 2.

Deținem de la Miniș, două valve pe care le-am atribuit acestei varietăți cunoscută din Eggenburgianul din Austria, Miocenul mediu din Italia și Turcia, iar din țara noastră din Badenianul din bazinul Mehadiei.

Institutul Geologic al României

Familia : **Ostreidae**

Genus : *Crassostrea* Sacco, 1897

Crassostrea gryphoides (Schlotheim, 1813)

(pl. XIII)

Ostrea gryphoides Schlotheim-Korobkov (1951), p. 64, pl. IV, fig. 1, pl. V fig. 1, 2, pl. VI, fig. 1 (cum syn.);

Crassostrea gryphoides (Schlotheim)-Steininger et al. (1971), p. 431.

Avem din această specie, extrem de variabilă, doar o singură valvă inferioară, găsită în calcarele organogene de la Minișul de Sus. Cochilia este masivă de dimensiuni mari, mult alungită, cu un umbone ascuțit și alungit, curbat spre partea posterioară. Area cardinală posedă o fosă ligamentară destul de adîncă, alungită, mărginită de două creste longitudinale. Spre exterior crestele sînt mărginite și ele de cîte un șanț, de la care structura foioasă a valvei devine evidentă. Pe area cardinală această structură este marcată prin numeroase striuri transversale mai mult sau mai puțin evidente.

Impresiunea musculară este plasată către marginea posterioară, ceva mai jos de mijlocul valvei, este puțin adîncă, semicirculară, retezată anterior.

Valva superioară este mai mică, mai subțire, mai îngustă, plată sau foarte puțin bombată. Atît valva inferioară cît și cea superioară au suprafața externă formată din pături concentrice lameloase, dese și grosolane.

Dimensiuni : d.u.p. = 180 mm ; d.a.p. = 80 mm.

Această specie este menționată în depozitele miocene din Europa. În România a fost întîlnită în Badenianul din bazinul Bahnei, al Mehadiei, Beiuș, Șimleu, Lăpugi, Buituri.

Crassostrea miocucullata (Schaffer, 1910)

(pl. XVI, fig. 1,2)

Ostrea (Ostreola) miocucullata Schaffer-Schaffer (1910), p. 20, pl. X, fig. 2, 3; pl. XI, fig. 1—5;

Crassostrea miocucullata (Schaffer)-Steininger et al. (1971), p. 431, pl. XXIX, fig. 1; pl. XXXI, fig. 3.

Am găsit din această specie o singură valvă stîngă. Forma cochiliei este variabilă; valva găsită de noi este aproape triunghiulară cu baza rotunjită. Umbonele foarte puternic, este alungit și răsucit spre partea anterioară. Area cardinală mare, lățită, cu striațiuni transversale evidente, cu o fosă ligamentară destul de adîncă mărginită de două creste longitu-

Institutul Geologic al României

dinale rotunjite, delimitate spre exterior de cîte un șanț. Aceste șanțuri (jghiaburi) se continuă pe marginile laterale ale valvei pînă în dreptul impresiunii musculare. Partea interioară este adîncită, continuîndu-se puțin sub țîțînă. Impresiunea musculară este mare, semilunară, împinsă spre partea posterioară, ceva mai jos de mijlocul valvei. Suprafața externă a valvei este bombată și acoperită cu sbîrcituri și ridicături neregulate.

Dimensiuni : d.u.p. = 90 mm ; d.a.p. = 70 mm ; convex. = 31 mm.

Specia aceasta a fost descrisă din Eggenburgianul din Austria. Este semnalată pentru prima dată în Badenianul din România.

Genus : *Ostrea* Linné, 1858

Ostrea (*Ostrea*) *lamellosa* Brocchi, 1814

(pl. XIV, fig. 1, 2)

Ostrea lamellosa Brocchi-Hörnes (1870), p. 444, pl. LXXI, fig. 1—4; pl. LXXII, fig. 1, 2;

Ostrea lamellosa Brocc.-Schaffer (1910), p. 13, pl. I, fig. 6—10; pl. II, fig. 1, 2;

Ostrea (*Ostrea*) *lamellosa* Brocchi-Steininger et al. (1971), p. 432.

Sîntem în posesia a 3 valve provenite de la Minișul de Sus și care se încadrează particularităților acestei specii. Cochilia este masivă, cu pereții groși formați din pături (lamele) de creștere, care-i conferă un aspect foios. Valva inferioară, cu contur de obicei ovoidal sau chiar rotund, înregistrează o grosime maximă în zona umbonelui. Platoul cardinal este scurt, larg triunghiular și brăzdat de striuri transversale. Impresiunea musculară mare, semilunară, așezată aproape central. Suprafața externă prezintă un aspect de obicei neregulat, rezultat din structura lamelară a cochiliei. Unele forme pot avea și cîteva pliuri radiare, fapt care le apropie de *O. lamellosa boblayei*.

Valva superioară este mai mică, mai subțire, aproape plană sau foarte puțin bombată.

O. lamellosa este o formă variabilă, ca prezintă unele asemănări cu *O. edulis* Linné, de care se deosebește prin masivitatea și mărimea valvelor, precum și prin ligamentul mai lat.

Forma cunoaște o răspîndire începînd din Eggenburgian și pînă în Badenianul superior din Paratethysul central.

Ostrea (*Ostrea*) *lamellosa boblayei* (Deshayes, 1852)

(pl. XV, fig. 1,2)

Ostrea lamellosa Brocc. var. *Boblayei* Desh.-Schaffer (1910), p. 14, pl. II, fig. 3; pl. III, fig. 1, 2;

Institutul Geologic al României

Ostrea lamellosa Br. var. *Boblayei* Deshayes-Friedberg (1936), p. 267, pl. XLVII, fig. 1; pl. XLIX, fig. 1; pl. L, fig. 1;
Ostrea (Ostrea) lamellosa boblayei (Deshayes)-Hinculov, (1968), p. 94, pl. XIV, fig. 2, 3; pl. XV, fig. 1, 2.

Deţinem 5 valve din această varietate. Forma a fost separată iniţial de către Deshayes ca o specie aparte. Datorită faptului că prezintă o serie de caractere foarte apropiate de *O. lamellosa*, ulterior Schaffer (1910) o consideră doar o varietate.

Caracteristica distinctivă, a varietăţii *boblayei* este ornamentaţia exterioară a valvei stîngi, reprezentată prin numeroase coaste radiare proeminente şi destul de regulate, care la întretăierea cu zonele de creştere, formează solzi mai mult sau mai puţin dezvoltaţi. Valva superioară este mai mică, mai subţire, puţin bombată, cu suprafaţa exterioară prevăzută numai cu zone concentrice de creştere.

Dimensiuni: d.u.p. = 96 mm; d.a.p. = 92 mm; convex. = 25 mm.

Această formă este menţionată din depozitele helveţiene şi tortoniene din Europa vestică, Africa de Nord, Asia Mică, Ottnangianul şi Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică. Din ţara noastră este semnalată din Badenianul din bazinul Mehadiei, Delineşti (Banat), Tusa (Şimleu), Lăpugi etc.

Ostrea (Ostrea) digitalina Dubois, 1831
(pl. XVI, fig. 3, 4)

Ostrea digitalina Dubois-Paucă (1932), p. 205, pl. V, fig. 1–4;
Ostrea digitalina Dubois-Moisescu (1955), p. 108, pl. VIII, fig. 1–4;
Ostrea digitalina Dubois-Hinculov (1968), 94, pl. XIII, fig. 2; pl. XIV, fig. 1.

Avem cîteva valve inferioare şi superioare, găsite la Minişul de Sus, ale căror caractere corespund acestei specii, cunoscută începînd cu Egerianul. În Badenian are o largă răspîndire fiind găsită în numeroase puncte din Austria, Cehoslovacia, Ungaria, Polonia, U.R.S.S., Bulgaria şi ţara noastră.

Ostrea (Ostrea) aff. *granensis* Fontannes, 1880
(pl. XVIII, fig. 1,2)

Ostrea granensis Font.-Schaffer (1910), p. 16, pl. VI, fig. 1–5;
Ostrea (Ostrea) granensis Fontannes-Steininger et al. (1971), p. 433, pl. XXXI, fig. 4.

Sîntem în posesia unei valve inferioare, pe care o încadrăm, cu foarte puţine rezerve, la această specie. Valva este destul de masivă, convexă, cu un contur oval-triunghiular. Umbonele este ascuţit iar platoul

Institutul Geologic al României

cardinal scurt și lat de formă triunghiulară. Impresiunea musculară semilunară, oblică. Suprafața valvei inferioare are numeroase coaste radiare neregulate, sub formă de pliuri, întrerupte de zone concentrice de creștere. La valva cercetată aceste pliuri nu apar la fel de bine dezvoltate pe toată suprafața valvei, ele fiind mai pregnante spre marginea paleală. În descrierea dată de F o n t a n n e s, se arată că aceste coaste sînt în număr de 30—32, ele fiind mai bine dezvoltate înspre marginea valvei, unde se bifurcă. S c h a f f e r menționează că exemplarele găsite la Eggenburg, prezintă un contur mai triunghiular față de cele din Franța, ele formînd o tranziție spre formele de *O. fimbriata* G r a t. Forma de la Minișul de Sus prezintă aceleași caractere ca și exemplarele de la Eggenburg, cu deosebirea că nu am putut observa la ele bifurcarea pliurilor radiare.

Dimensiuni: d.u.p. = 67 mm; d.a.p. = 60 mm; convex. = 20 mm.

Specia este nouă pentru Badenianul superior din România.

Ostrea (Ostrea) edulis adriatica L a m a r c k, 1819

(pl. XII, fig. 7,8)

Ostrea edulis adriatica L a m . - S c h a f f e r (1910), p. 12, pl. I, fig. 1—5,
Ostrea (Ostrea) edulis *adriatica* L a m a r c k - H i n c u l o v (1968), p. 95, pl. XVI, fig. 1, 2;
Ostrea (Ostrea) adriatica L a m a r c k - S t e i n i n g e r et al. (1971), p. 432, pl. XXXII, fig. 1.

Am găsit o singură valvă stîngă din această specie. Este o formă variabilă cu cochilia puțin alungită și cu un umbone ascuțit. Platoul cardinal triunghiular alungit, impresiunea musculară semilunară. Marginea posterioară în dreptul țîțînei prezintă o protuberanță ca un fel de ureche. Pe suprafața externă are numeroase coaste radiare neregulate, pe care păturile de creștere formează solzi.

Dimensiuni: d.u.p. = 45 mm; d.a.p. = 35 mm; convex. = 12 mm.

Specia este cunoscută din Eggenburgianul din Austria. La noi în țară a mai fost semnalată în Badenianul superior din bazinul Mehadiei.

Ostrea fimbriata crassa S c h a f f e r, 1910

(pl. XVII fig. 1,2)

Ostrea fimbriata G r a t. var. *crassa* S c h a f f e r - S c h a f f e r (1910), p. 17, pl. VII. fig. 1—4;
Ostrea (Ostrea) fimbriata crassa S c h a f f e r - S i e b e r (1957), p. 176.

Am găsit în depozitele badeniene de la Minișul de Sus o singură valvă pe care o atribuim acestei varietăți. Valva este foarte groasă și puternic bombată. Grosimea foarte mare a celor două valve, așa cum menționează S c h a f f e r, reprezintă caracterul distinctiv al acestei

Institutul Geologic al României

varietăți. Platoul cardinal lat, cu o fosă ligamentară foarte puțin adîncită, este brăzdat de striuri transversale. Impresiunea musculară mare, ovală, retezată anterior, este așezată aproape pe linia mediană, puțin mai jos de mijlocul valvei. Suprafața externă puternic bombată, maximul de grosime fiind în zona centrală a valvei, are o structură lamelară.

Dimensiuni: d.u.p. = 98 mm; d.a.p. = 72 mm; convex. = 42 mm.

Forma a fost descrisă din Eggenburgianul din Austria. Este semnalată pentru prima dată în Badenianul superior din România.

Genus: *Pycnodonta* Fischer von Waldheim, 1834

Pycnodonta cochlear navicularis (Brocchi, 1814)

(pl. XVIII fig. 3)

Ostrea (*Pycnodonta*) *cochlear* Poli var. *navicularis* Brocchi-Paucă (1932), p. 204, pl. VI, fig. 1–4;

Pycnodonta cochlear var. *navicularis* (Brocchi)-Kojumdgieva (1960), p. 77, pl. XXVII, fig. 2, 3;

Pycnodonta cochlear navicularis (Brocchi)-Hinculov (1968), p. 97, pl. XVII, fig. 4–6.

Cele 4 valve găsite la Minișul de Sus, se încadrează în descrierea și figurația dată pentru această specie de către autorii mai sus citați.

Specia este cunoscută începînd cu Burdigalianul pînă în Pliocenul marin din bioprovincia mediterană și atlantică. În Paratethys forma se găsește frecvent în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria și țara noastră.

Pycnodonta leopolitana (Niedzwiedsky, 1909)

(pl. XII, fig. 9–11)

Pycnodonta leopolitana Niedzwiedsky-Friedberg (1936), p. 261, pl. XLV, fig. 1–3, pl. XLVIII, fig. 2;

Pycnodonta leopolitana Niedzwiedsky-Kojumdgieva (1960), p. 78, pl. XXVII, fig. 4, 5;

Pycnodonta leopolitana Niedzwiedsky-Hinculov (1968), p. 97, pl. XVII, fig. 7a,b.

Din această specie am găsit 2 valve stîngi și 1 dreaptă. Cochilia este în general de talie mică, oval alungită, nu prea masivă, cu un umbone ascuțit, alungit și plecat spre partea posterioară. Valva stîngă are o aree cardinală triunghiulară, cu o fosă ligamentară distinctă și îngustă. Impresiunea musculară este mare aproape rotundă, așezată aproximativ la mijlocul valvei, puțin spre marginea posterioară. Marginile valvei au o linie de obicei neregulată, putînd face și unele protuberanțe, așa cum se poate vedea la unele din valvele găsite la Minișul de Sus. Partea interioară a valvelor este destul de adîncită, cu aspect

Institutul Geologic al României

de pară, ea continuîndu-se puțin sub țîțînă. Suprafața externă a valvei stîngi (inferioare) are un relief vălurit neregulat, precum și striuri concentrice de creștere.

Valva dreaptă, la fel de bombată ca cea stîngă, cu un umbone la fel de ascuțit și îndoit, are o suprafață externă mai netedă, prevăzută numai cu striuri concentrice de creștere.

Dimensiuni: d.u.p. = 37 mm; d.a.p. = 28 mm; convex. = 11 mm.
d.u.p. = 33 mm; d.a.p. = 23 mm; convex. = 8 mm.

Această formă a fost descrisă din depozitele badeniene din Ucraina vestică, ea fiind semnalată și în Badenianul din Bulgaria și țara noastră (bazinul Mehadiei).

Familia: **Carditidae**
Genus: *Cardita* Bruguière, 1792
Subgenus: *Cardiocardita* Blainville, 1824
Cardita (*Cardiocardita*) *partschi* Goldfuss, 1840
(pl. XVIII, fig. 4,5)

Cardita (*Venericardia*) *partschi* Goldfuss-Moisescu (1955), p. 87, pl. IV, fig. 5–8;
Cardita (*Cardiocardita*) *partschi* Goldfuss-Hinculov (1968), p. 98, pl. XIX, fig. 1.

Am găsit din această specie doar 3 exemplare. Este o formă foarte frecventă în depozitele badeniene din Paratethysul central. Apare din Carpatian. În România se găsește în numeroase puncte fosilifere de vîrstă badeniană (Lăpugi, Buituri, Coștei, Tusa, bazinul Mehadiei, bazinul Bahna, Delinești, bazinul Beiuș, etc.)

Subgenus: *Megacardita* Sacco, 1899
Cardita (*Megacardita*) *jouanneti* Basterot, 1825
(pl. XVIII, fig. 6)

Cardita (*Megacardita*) *jouanneti* Basterot-Moisescu (1955), p. 86, pl. IV, fig. 1–4;
Cardita (*Megacardita*) *jouanneti* Basterot-Hinculov (1968), p. 98, pl. XIX, fig. 2.

Dimensiuni: d.u.p. = 42 mm; d.a.p. = 49 mm; convex. = 17 mm.

În calcarele badeniene de la Miniș am găsit 2 valve din această specie, cunoscută începînd cu Helvețianul. În Paratethysul central este foarte răspîndită în depozitele badeniene.

Cardita (*Megacardita*) *jouanneti dertavicula* Sacco, 1899
(pl. XVIII, fig. 7,8)

Megacardita jouanneti Bast. var. *dertavicula* Sacco-Sacco (1899), XXVII, p. 10, pl. III, fig. 6–8;

Institutul Geologic al României

Cardita (Megacardita) jouanneti derlavicula Sacco-Csepreghy-Meznerics (1956), p. 425, pl. XIII, fig. 1–6.

Dimensiuni : d.u.p. = 13,5 mm ; d.a.p. = 15 mm ; convex. = 5,2 mm.
d.u.p. = 12,3 mm ; d.a.p. = 13 mm ; convex. = 4,3 mm.

Am atribuit acestei varietăţi două valve, care se deosebesc de specia tip prin conturul lor mai alungit, şi coastele care înspre marginea anterioară sînt noduroase.

Varietatea a fost descrisă din Tortonianul din Italia. A mai fost semnalată în Badenianul din Ungaria. Este pentru prima dată citată în Badenianul din România.

Familia : **Isocardiidae**
Genus : *Isocardia* Lamarck, 1799
Isocardia (*Isocardia*) *cor* (Linné, 1758)
(pl. XVIII, fig. 12)

Isocardia (*Isocardia*) *cor* Linnaeus-Moiescu (1955), p. 90, pl. VII, fig. 13, 14 ; *Isocardia* (*Isocardia*) *cor* (Linné)-Kojumdgieva (1960), p. 49, pl. XIV, fig. 3,4.

Deţinem 4 mulaje de valvă, găsite în depozitele badeniene din regiunea cercetată. Formele prezintă toate caracterele principale ale acestei specii.

Dimensiuni = d.u.p. = 50 mm ; d.a.p. = 49 mm ; convex. = 23 mm.

Specia este frecventă în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria. Din România a fost citată în Badenianul din Oltenia, bazinul Mehadiei, bazinul Beiuş, Tusa, Lăpugi-Buituri, bazinul Baia Mare.

cf. *Isocardia* sp.
(pl. XVIII, fig. 9)

Atribuim, sub rezervă, acestui gen un mulaj intern, care reprezintă o cochilie echivalvă, alungită, cu un umbone mare, împins mult înainte. De la umbone înspre partea posterioară se dezvoltă o creastă puternică diagonală. Partea posterioară mult alungită şi trunchiată. Forma găsită prezintă afinităţi cu *I. subtransversa* d'Orbigny.

Dimensiuni : d.u.p. = 27 mm ; d.a.p. = 34 mm ; convex. = 12 mm.

Familia : **Ungulinidae**
Genus : *Taras* Risso, 1826
Taras rotundatus (Montagu, 1803)

Taras rotundatus (Montagu)-Baluk (1970), p. 135, pl. IV, fig. 3, 4.

Institutul Geologic al României

Am găsit la Minișul de Sus un singur exemplar, pe care l-am atribuit acestei specii, care apare răspîndit în tot cuprinsul Miocenului.

Familia : **Lucinidae**

Genus : *Lucina* Bruguière, 1792 (Schum. 1817)

(*Phacoides* Blainville, 1824)

Subgenus : *Linga* Gregorio, 1885

Lucina (*Linga*) *columbella* Lamarck, 1818

(pl. XVIII, fig. 10,11)

Lucina (*Linga*) *columbella* Lamarck-Moisescu (1955), p. 74, pl. I, fig. 4—7;
Lucina (*Linga*) *columbella* Lamarck-Hinculov (1968), p. 99, pl. XIX, fig. 5.

Dimensiuni : d.u.p. = 16 mm ; d.a.p. = 15,5 mm ; convex. = 7 mm.
d.u.p. = 22 mm ; d.a.p. = 19,5 mm ; convex. = 10 mm.

Această specie, din care am găsit doar 2 exemplare, este una dintre cele mai frecvente lamelibranhiate întîlnită în depozitele badeniene din Paratethysul central.

Subgenus : *Myrtea* Turton, 1822

Lucina (*Myrtea*) *spinifera* (Montagu, 1803)

Lucina (*Myrtea*) *spinifera* (Montagu) - Kojumdgieva (1960), p. 30, pl. IX, fig. 12, 13.

Specie cunoscută din depozitele ottnangiene și badeniene. La Minișul de Sus apare foarte rar (am găsit 1 exemplar).

Subgenus : *Dentilucina* Fischer, 1887

Lucina (Dentilucina) michelotti Mayer, 1858

(pl. XVIII, fig. 14)

Lucina (*Dentilucina*) *michelotti* Mayer - Kojumdgieva (1960), p. 30, pl. IX, fig. 14,15.

Formă citată din Helvețianul și Tortonianul din Europa vestică. În Badenian a fost semnalată în Ucraina vestică și Bulgaria.

Genus : *Codakia* Scopoli, 1777

Codakia cf. *leonina* (Basterot, 1825)

(pl. XVIII, fig. 13)

Codakia (*Codakia*) *leonina* (Basterot) - Kojumdgieva (1960), p. 33, pl. X, fig. 4.

Această specie în domeniul Paratethysului central este caracteristică pentru Badenian. La Minișul de Sus este rară.

Institutul Geologic al României

Genus : *Loripes*, Poli, 1791

Loripes (Loripes) dujardini (Deshayes, 1850) (Hörnes, 1865)

(pl. XIX, fig. 1,2)

Loripes (*Loripes*) *dujardini* (Deshayes)-Hinculov (1968), p. 100, pl. XIX fig. 8.

Specie cunoscută în tot Miocenul. La Minișul de Sus este rară.

Subgenus : *Microloripes* Cossmann, 1910

Loripes (Microloripes) dentatus (Defrance, 1823)

(pl. XIX, fig. 3,4)

Loripes (*Microloripes*) *dentatus* (Defr.)-Csepreghy-Meznerics (1954), p. 86, pl. XI, fig. 3.

Dimensiuni : d.u.p. = 4 mm ; d.a.p. = 3,8 mm ; convex. = 1,4 mm.

Și această specie are o largă răspîndire în cadrul Miocenului din Europa. La Minișul de Sus se găsește rar.

Genus : *Saxolucina* Stewart, 1930

Subgenus : *Megaxinus* Brugnone, 1880

Saxolucina (*Megaxinus*) *bellardiana* Mayer, 1864

(pl. XIX, fig. 5)

Megaxinus Bellardiana (May.)-Sacco (1901), XXIX, p. 75, pl. XVII, fig. 29, 37 ;

Millha (*Megaxinus*) *Bellardiana* (Mayer)-Cossmann-Peyrot (1911), p. 658, pl. XXVII, fig. 10—13 ;

Megaxinus bellardianus (Mayer)-Csepreghy-Meznerics (1954), p. 86, pl. XI, fig. 14, 15 ;

Saxolucina (*Megaxinus*) *bellardiana* (May.)-Sieber (1957), p. 180.

În calcarele organogene de la Minișul de Sus am găsit 2 valve din această specie. Cochilia de talie mare, inechilaterală, puțin convexă, cu o depresiune în partea posterioară care se termină printr-o mică sinuozitate a marginii paleale. Suprafața valvelor este acoperită cu lamele concentrice, dese și destul de regulate.

Dimensiuni : d.u.p. = 57 mm ; d.a.p. = 60 mm ; convex. = 10mm.

Formă care datează din Acvitanian. În Badenian a fost semnalată în Austria și Ungaria. În Badenianul din România a mai fost întîlnită în bazinul Bahnei.

Saxolucina (*Megaxinus*) *incrassata* (Dubois, 1831)

(pl. XIX, fig. 6)

Lucina incrassata (Dub.)-Hörnes (1870), p. 225, pl. XXXIII, fig. 1 ;

Megaxinus incrassata (Dubois)-Moisescu (1955), p. 75, pl. I, fig. 8, 9 ;

Saxolucina (*Megaxinus*) *incrassata* (Dub.)-Sieber (1957), p. 180.

Institutul Geologic al României

Sîntem în posesia a 6 exemplare din această specie. Forma se aseamănă cu *S. bellardiana*, deosebindu-se de aceasta prin lipsa depresiunii din partea posterioară, și prin striurile concentrice mai puțin dezvoltate.

Dimensiuni: d.u.p. = 36 mm; d.a.p. = 38 mm; convex. = 17,5 mm.
d.u.p. = 25,5 mm; d.a.p. = 27,5 mm; convex. = = 11,5 mm.

Această specie apare din Burdigalian. În Tortonian a fost semnalată în Franța, Italia, Asia Mică. Din Badenian este cunoscută din Austria, Ungaria, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria. În România a fost întîlnită în Badenianul de la Lăpugi-Buituri, bazinul Bahnei.

Genus: *Divalinga* Chavan, 1951 (*Divaricella* Martens, 1880)
Divalinga ornata (Agassiz, 1845)

Divaricella (*Lucinella*) *ornata* Agassiz-Moisescu (1955), p. 78, pl. II, fig. 1;
Divalinga ornata Agassiz-Hinculov (1968), p. 101, pl. XX, fig. 4–6.

La Minișul de Sus am găsit 2 valve din această specie, ușor de recunoscut datorită mai ales unei ornamentații vălurite foarte caracteristice.

Specia este semnalată încă din Oligocen. În Badenian apare mai în toate punctele fosilifere din Europa centrală și parțial estică.

Genus: *Laevicardium* Swainson, 1840
Subgenus: *Trachycardium* Mörch, 1853
Laevicardium (*Trachycardium*) *multicostatum miorotundatum*
(Sacco, 1899)
(pl. XIX, fig. 8,9)

Trachycardium multicostatum var. *rotundatum* Sacco-Sacco (1899), p. XXVII, p. 42, pl. X, fig. 3,4;
Laevicardium (*Trachycardium*) *multicostatum miorotundatum* (Sacco)-Kojumdgieva (1960), p. 44, pl. XV, fig. 5.

Dimensiuni: d.u.p. = 16,5 mm; d.a.p. = 16,5 mm; convex. = = 6 mm.

Această specie este răspîndită în tot Miocenul. În Badenianul din țara noastră a fost semnalată la Lăpugi-Buituri, bazinul Mehadiei, Tusa.

Institutul Geologic al României

Genus : *Cardium* Linné, 1758
Subgenus : *Acanthocardia* Gray, 1851
Cardium (*Acanthocardia*) *barrandei schafferi* (Kautsky, 1925)
(pl. XX, fig. 1)

Cardium (*Acanthocardia*) *turonicum* Mayer-Moisescu (1955), p. 81, pl. II, fig. 5,6 ;
Cardium (*Acanthocardia*) *barrandei schafferi* (Kautsky)-Hinculov (1968), p. 104, pl. XXI, fig. 11—14 (cum syn.).

Specie frecventă (zeci de exemplare) în calcarele de la Minişul de Sus. Formă de talie mijlocie, aproape rotundă, cu umbonele aproximativ central, înălţat şi înclinat puţin deasupra platoului cardinal. Suprafaţa valvelor ornamentată cu 17—20 coaste radiare, prevăzute cu cîte un şir de tuberculi, vizibili mai ales spre marginea anterioară a valvei. Spaţiile intercostale sînt adînci, mai înguste şi prezintă striuri dese şi fine concentrice, care nu trec pe coaste.

Dimensiuni : d.u.p. = 36 mm ; d.a.p. = 36 mm ; convex. = 14 mm.
d.u.p. = 34 mm ; d.a.p. = 35 mm ; convex. = 13,5 mm.
d.u.p. = 38 mm ; d.a.p. = 39 mm ; convex. = 15,5 mm.
d.u.p. = 17 mm ; d.a.p. = 16,5mm ; convex. = 6 mm.

Această specie are o largă răspîndire geografică în Badenianul din Austria, Ungaria, Cehoslovacia, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria. În România a fost semnalată în Badenianul din bazinul Mehadiei, Lăpugi, Buituri, bazinul Şimleu (Tusa).

Subgenus : *Parvicardium* Monterosato, 1884 (*Papillicardium* Sacco, 1899)
Cardium (*Parvicardium*) *papillosum* Poli, 1791

Cardium (*Parvicardium*) *papillosum* Poli-Kojumdgieva (1960), p. 43, pl. XV, fig. 2, 3 (cum syn.).

Specie de talie mică, răspîndită în Miocenul din Europa vestică şi centrală. La Minişul de Sus se găseşte rar.

Cardium sp.
(pl. XIX, fig. 10,11)

Deţinem 9 valve de cardiacee pe care deocamdată nu le putem atribui în mod cert vreunei specii. Forma valvelor este aproape rotundă convexă, cu un umbone central, bine dezvoltat şi înclinat înspre platoul cardinal. Sculptura valvelor este formată din 17—18 coaste radiare, netede cu partea superioară rotunjită. Spaţiile intercostale, la fel de late

Institutul Geologic al României

ca și coastele, sînt tot netede, în secțiune fiind ușor convexe la mijloc și adîncite înspre margini.

Dimensiuni: d.u.p. = 20 mm; d.a.p. = 20 mm; convex. = 7 mm.

După aspectul și numărul coastelor exemplarele studiate prezintă afinități cu *Cardium (Acanthocardia) moeschanum* May. (Schaffer, pl. XXIX, fig. 12), de care se deosebește prin talia mai mică și prin conturul cochiliei mai rotund.

Genus: *Bucardium* Gray, 1853

Bucardium hians danubianum (Mayer, 1866)

(pl. XX, fig. 2)

Cardium (Bucardium) hians danubianum (Mayer)-Hinculov (1968), p. 104, pl. XXI, fig. 15 (cum syn.);

Bucardium hians danubianum (Mayer)-Steininger et al. (1971), p. 444, pl. XXI, fig. 5.

Am găsit două mulaje care judecînd după dimensiuni, forma cochiliei și caracterul costației corespund acestei specii.

Specia se cunoaște din Eggenburgianul din Austria, Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și țara noastră.

Bucardium cf. *hörnesianum* Grateloup, 1832

(pl. XX, fig. 3)

Ringicardium hoernesianum Grateloup-Schaffer (1910), p. 66, pl. XXXII, fig. 1,2;

Cardium (Bucardium) hörnesianum Grateloup-Hinculov (1968), p. 105, pl. XXI, fig. 16;

Bucardium hoernesianum (Grateloup)-Steininger et al. (1971), p. 444, pl. XXI, fig. 4.

Atribuim, sub rezervă, acestei specii două mulaje incomplete. Specia este semnalată începînd cu Eggenburgianul. În Badenian se cunoaște de asemenea în Austria. În România a mai fost menționată în Badenianul din bazinul Mehadiei.

Familia: **Veneridae**

Genus: *Dosinia* Scopoli, 1777

Subgenus: *Orbiculus* Megerle v. Mühlfeld, 1811

Dosinia (Orbiculus) exoleta Linné, 1758

(pl. XX, fig. 4,5)

Dosinia exoleta Linné-Hörnes (1870), p. 143, pl. XVI, fig. 2;

Dosinia (Orbiculus) exoleta L. -Sieber (1957), p. 183;

Dosinia (Pectunculus) exoleta (Linné)-Steininger et al. (1971), p. 465, pl. XL, fig. 3.

Institutul Geologic al României

Am atribuit acestei specii două cochilii păstrate cu ambele valve. Cochilia echivalvă, inechilaterală, cu valvele destul de bombate, cu un umbone mic, împins înainte. La exemplarele noastre datorită gradului mai slab de păstrare ornamentația exterioară abia se observă ea fiind reprezentată prin striuri lameloase concentrice.

Dimensiuni : d.u.p. = 21 mm ; d.a.p. = 21,5 mm ; convex. = 6,5 mm.
d.u.p. = 17 mm ; d.a.p. = 17 mm ; convex. = 4,5 mm.

Această specie este cunoscută din Eggenburgianul și pînă în Badenianul din Austria și Ungaria.

Genus : *Pitaria* Römer, 1857
Subgenus : *Cordiopsis* Cossmann, 1909
Pitaria (*Cordiopsis*) *islandicoides* (Lamarck, 1818)
(pl. XXI, fig. 2–4)

Amiantis islandicoides Lamarck-Sacco (1900), XXVIII, p. 21, pl. V, fig. 1–4;
Pitar islandicoides (Lamarck)-Kojumdgieva (1960), p. 56, pl. XVII, fig. 14, pl. XVIII, fig. 1;
Pitaria (*Cordiopsis*) *islandicoides* (Lamarck)-Hinculov (1968), p. 107, pl. XXII, fig. 10 (cum syn.).

Am găsit la Minișul de Sus 5 exemplare pe care le atribuim acestei specii. Scoica este destul de groasă, globuloasă, inechilaterală, cu umbonul bine dezvoltat. Suprafața dorsală foarte bombată, acoperită cu striuri dese de creștere.

Dimensiuni : d.u.p. = 45 mm ; d.a.p. = 51 mm ; convex. = 18 mm.

Formă frecventă în Helveţianul și Tortonianul din Italia. În Badenian a fost semnalată din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și România.

Pitaria (*Cordiopsis*) *brocchi suborbicularis* (Sacco, 1900)
(pl. XXI, fig. 5,6)

Amiantis brochii var. *suborbicularis* Sacco-Sacco (1900), XXVIII, p. 24, pl. V, fig. 8,9.

Sîntem în posesia a 6 exemplare cu ambele valve și cu scoica păstrată parțial. Formele se aseamănă cu *P. islandicoides* față de care se disting printr-o convexitate a cochiliilor mult mai redusă. Astfel în timp ce convexitatea ambelor valve la *P. islandicoides* a măsurat 35 mm la *P. brocchi suborbicularis* care au aceleași dimensiuni, măsoară 23 mm. Față de *P. brocchi*, această varietate se deosebește prin conturul valvei puțin mai alungit.

Dimensiuni : d.u.p. = 37 mm ; d.a.p. = 42 mm ; convex. = 11,5 mm.

Institutul Geologic al României

Această varietate a fost descrisă din Pliocenul marin din Italia. Este o formă citată pentru prima dată în Badenianul din România.

Subgenus : *Paradione* D a l l, 1901 (= *Callista* (P o l i, 1791) M ö r c h, 1853)

Pitaria (Paradione) erycinoides (L a m a r c k, 1806)

(pl. XXI, fig. 1)

Cytherea erycina L a m a r c k - H ō r n e s (1870), p. 154, pl. XVII, fig. 4, pl. XIX, fig. 1,2

Pitaria (Paradione) erycinoides (L a m a r c k) - H i n c u l o v, (1968), p. 106, pl. XII, fig. 7a,b

Din această specie am găsit 3 cochilii păstrate cu ambele valve. Forma valvelor este oval-alungită, inechilaterală, cu partea anterioară scurtă și rotunjită, iar cea posterioară mai alungită. Suprafața dorsală are striuri concentrice de creștere bine dezvoltate.

P. erycinoides se aseamănă într-o oarecare măsură cu *P. italica*, de care se deosebește mai ales prin ornamentația sa concentrică mai proeminentă, și prin conturul valvelor ceva mai puțin alungit.

Dimensiuni : d.u.p. = 39 mm ; d.a.p. = 56 mm.
d.u.p. = 37 mm ; d.a.p. = 57 mm

Specia este cunoscută din depozitele Miocenului inferior din Franța, Italia, Turcia. În Paratethys a fost semnalată în Eggenburgian (Austria, URSS). În țara noastră a fost întîlnită în Badenianul din bazinul Mehadiei.

Genus : *Chione* M e g e r l e von M ü h l f e l d, 1811

Subgenus : *Clausinella* G r a y, 1851

Chione (Clausinella) basteroti (D e s h a y e s, 1848)

(pl. XX, fig. 8—10)

Chione (Clausinella) Basteroti (D e s h .) - C o s s m a n n et P e y r o t (1910), p. 340, pl. XIII, fig. 9—12, 17;

Chione (Clausinella) basteroti (De s h a y e s) - K o j u m d g i e v a (1960), p. 53, pl. XVII, fig. 5, 6.

Din calcarele de la Minișul de Sus am recoltat două exemplare din această specie ușor de recunoscut prin cochilia sa de talie mică, destul de groasă, de formă aproximativ triunghiulară. Valvele ușor bombate sînt acoperite cu lamele foliacee concentrice în număr de 8 între care se găsesc spații, acoperite cu striuri foarte fine de creștere.

Dimensiuni : d.u.p. = 8,5 mm ; d.a.p. = 10,5 mm ; convex. = 3 mm.

Institutul Geologic al României

În cadrul depozitelor badeniene această specie a fost semnalată în Austria, Ungaria şi România (Lăpugi, Buituri, bazinul Şimleu).

Genus : *Timoclea* Brown, 1827
Subgenus : *Timoclea* s. str.
Timoclea (*Timoclea*) *ovata* (Pennant, 1777)
(pl. XX, fig. 6,7)

Venus ovata Pennant-Hörnes (1970), p. 139, pl. XV, fig. 12;
Timoclea (*Timoclea*) *ovata* (Pennant)-Kojumdgieva (1960), p. 54, pl. XVII, fig. 7.

Specia aceasta este caracteristică pentru Badenianul din Paratethysul central. În România a fost găsită în Badenianul superior de la Lăpugi, Buituri şi bazinul Şimleu (Tusa).

Genus : *Venus* Linné, 1758
Subgenus : *Ventricola* Römer, 1857
Venus (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck, 1818

Venus (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck-Paucă (1932), p. 198, pl. I, fig. 3, 4;
Venus (*Ventricoloidea*) *multilamella* Lamark-Moisescu (1955), p. 90, pl. V, fig. 8, 9;
Venus (*Ventricola*) *multilamella* Lamarck-Hinculov, (1968), p. 108,

În calcarele badeniene din regiunea cercetată am găsit 4 valve pe care le-am atribuit acestei specii.

Dimensiuni : d.u.p. = 33 mm; d.a.p. = 34 mm; convex. = 12 mm.

Specia este răspîndită în tot Miocenul inferior şi mediu din Europa.

Subgenus : *Mioclausinella* Kautsky, 1936, (=*Clausinella* Gray, 1851)
Venus (*Mioclausinella*) *vindobonensis* Mayer, 1858
(pl. XX, fig. 11,12)

Venus vindobonensis May.-Hörnes (1870), p. 135, pl. XV, fig. 8;
Venus (*Clausinella*) *vindobonensis* Mayer-Csepreghy-Meznerics (1956), p. 429.

Dimensiuni : d.u.p. = 14,5 mm; d.a.p. = 18 mm; convex. = 5 mm.

Am găsit o singură cochilie care corespunde acestei specii, caracteristică depozitelor badeniene.

Familia : **Masodesmatidae**
Genus : *Ervilia* Turton, 1822
Ervilie cf. *pusilla* Philippi, 1836
(pl. XX, fig, 15)

Ervilia pusilla Philippi-Strachimirov (1960), p. 265, pl. LVI, fig. 5—8.

Institutul Geologic al României

Specie răspîndită în tot Miocenul din Europa vestică. În domeniul Paratethysului apare mai ales în Badenian. La Minișul de Sus este rară.

Familia **Mactridae**

Genus : *Mactra* Linné, 1767

cf. *Mactra* sp.

(pl. XX, fig. 13,14)

Avem de la Minișul de Sus un mulaj care reprezintă o cochilie cu ambele valve, echivalvă, subechilaterală, cu contur triunghiular rotunjit, cu un umbone înalt prozogir, pe care o atribuim deocamdată incert genului *Mactra*. Din literatura consultată, ni se pare că această formă se apropie mai mult de *Mactra corallina* (Linné), cunoscută din Pliocenul marin din Italia (Sacco, XXIX, p. 22, pl. V, fig. 20—22).

Genus : *Lutraria* Lamark, 1799

Subgenus : *Lutraria* s. str.

Lutraria (*Lutraria*) *lutraria jeffreysi* (Gregorio, 1884)

(pl. XXII, fig. 1)

Lutraria (*Lutraria*) *lutraria jeffreysi* (Gregorio)-Hinculov (1968), p. 111, pl. XXIV, fig. 3, 4.

Specia este cunoscută din Helveţianul şi Pliocenul din Italia, precum şi din Badenianul din Austria, Polonia, Ucraina vestică. În România a mai fost întîlnită în Badenianul din bazinul Mehadiei.

Familia : **Donacidae**

Genus : *Iphigenia* Schum. 1817 (*Capsa* Lamarck, 1818)

Iphigenia lacunosa tumida (Brocchi, 1814)

(pl. XXII, fig. 3—6, pl. XXIII, fig. 2,3)

Tellina lacunosa Chemnitz-Hörnes (1870), p. 91, pl. IX, fig. 1;
Capsa lacunosa var. *tumida* (Br.)-Sacco (1901), XXIX, p. 118, pl. XXV, fig. 18—20;
Iphigenia lacunosa tumida Brocc.-Sieber (1957), p. 186;
Capsa lacunosa tumida (Brocchi)-Răileanu-Negulescu (1964), p. 173, pl. XII, fig. 3;
Iphigenia lacunosa tumida (Brocchi)-Steininger et al. (1971), p. 453, pl. XLVII, fig. 2,3.

Am găsit în calcarele organogene de la Miniș, 3 cochilii întregi şi o valvă dreaptă care prezintă caracterele acestei specii. Cochilia este subţire, uşor inechivalvă, inechilaterală, cu partea anterioară mai alungită decît cea posterioară care este puţin retezată şi sinuoasă la marginea paleală.

Institutul Geologic al României

Această sinuozitate a marginii paleale se continuă discret și în partea mediană a valvei, de unde marginea devine rectilinie. Umbonele este ușor prozogir. Valva dreaptă prezintă un sinus distinct, aproape median, nu prea adînc. Pe valva stîngă acest sinus se percepe vag. Suprafața celor două valve este acoperită cu striuri fine și dese de creștere.

Specia *I. lacunosa*, datorită variabilității sale a permis separarea unor varietăți cum sînt : *I. lacunosa tumida* Brocchi, *I. lacunosa bronniana* (De Greg.), *I. lacunosa taurotrigona* Sacco. Unii autori (Cossmann-Peyrot, p. 270) consideră ca neîntemeiată separarea acestor varietăți. În orice caz referindu-ne la forma cea mai frecvent citată în Miocenul Paratethysului, *I. lacunosa tumida*, putem afirma că față de *I. lacunosa*, această varietate nu prezintă deosebiri esențiale, putem remarca în acest sens doar conturul său ceva mai echilateral.

Dintre exemplarele găsite, o formă și anume cea figurată pe planșa XXIII figura 2,3 se deosebește puțin de restul exemplarelor, care corespund întru-totul cu *I. lacunosa tumida* prin partea sa anterioară puțin mai alungită și mai ascuțită.

Dimensiuni : d.u.p. = 20,5 mm ; d.a.p. = 26 mm ; convex. = 4 mm.
d.u.p. = 22 mm ; d.a.p. = 29 mm ; convex. = 4,3 mm.

I. lacunosa tumida are o largă răspîndire stratigrafică și geografică, ea fiind semnalată încă din Acvitanian. În țara noastră a mai fost întîlnită în Eggenburgianul de pe pîrîul Sălătruc (bazinul Petroșani). În Badenian a fost găsită în Austria și Ungaria. În România este pentru prima dată semnalată în depozite badeniene.

Familia : **Tellinidae**
Genus : *Tellina* Linné, 1758
Subgenus : *Moerella* Fischer, 1887
Tellina (*Moerella*) *donacina* Linné, 1758
(pl. XXII, fig. 10)

Tellina (*Moerella*) *donacina* Linné - Moisescu (1955), p. 79, pl. II, fig. 2, 3.
Tellina (Moerella) donacina Linné - Hinculov (1968), p. 114, pl. XXIV, fig. 16.

Avem o singură valvă care aparține acestei specii, care se deosebește de *T. planata* prin partea sa posterioară mai scurtă și mai ascuțită.

Dimensiuni : d.u.p. = 15 mm ; d.a.p. = 22 mm ; convex. = 2,5 mm.
Specia are o largă răspîndire în cadrul Miocenului din Europa.

Institutul Geologic al României

Subgenus: *Peronea* (Poli) Mörch 1853 (*Peronidia* Dall, 1900)

Tellina (*Peronea*) *planata* Linné, 1778

(pl. XXII, fig. 7–9)

Tellina (Peronidia) planata Linné-Kojumdgieva (1960), p. 36, pl. XI, fig. 3–4;
Tellina (Peronea) planata Linné-Hinculov (1968), p. 114, pl. XXV, fig. 3;
Tellina (Peronea) planata Linné-Steininger et al. (1971), p. 455.

Am recoltat din calcarele de la Miniș, mai mult de 10 exemplare din această specie. Forma cochiliei este aplatizată, inechilaterală, cu partea anterioară mai rotunjită, iar cea posterioară mai strîmtă. Suprafața dorsală foarte puțin convexă este acoperită de striuri concentrice fine și dese.

Dimensiuni: d.u.p. = 19 mm; d.a.p. = 27 mm; convex. = 3,5 mm.
d.u.p. = 26 mm; d.a.p. = 38 mm; convex. = 5 mm.

Specia apare începînd cu Helveţianul din Franţa. Din Badenian este semnalată în Austria, Ungaria, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria și România.

Genus: *Arcopagia* (Leach) T. Brown, 1827

Arcopagia crassa Penn.

Tellina crassa Penn.-Hörnes (1870), p. 94, pl. IX, fig. 4;
Arcopagia crassa (Penn.)-Sieber (1955), p. 187.

Din această specie avem o singură valvă, găsită la Minișul de Sus.

Familia: **Saxicavidae**

Genus: *Panopea* Groye, 1807, (= *Panopea* Manard, 1807; = *Glycymeris* Lamarck, 1799)

Panopea menardi Deshayes, 1845

(pl. XXIII, fig. 1)

Glycymeris (Panopea) menardi (Deshayes)-Paucă (1932), p. 199, pl. III, fig. 4,5;
Panope ((Panope) menardi Deshayes-Moisescu (1955), p. 109, pl. IX, fig. 1;
Panopea menardi Deshayes-Hinculov (1968), p. 115, pl. XXV, fig. 6 (cum syn.).

Această specie se întîlnește frecvent în depozitele badeniene din regiunile Paratethysului. La Minișul de Sus am găsit 6 mulaje.

Institutul Geologic al României

Familia : **Corbulidae**

Genus : *Corbula* (Lamarck, 1799), Bruguière, 1797
(=*Aloides* Megerle, 1811)

Subgenus : *Corbula* s. str.

Corbula (*Corbula*) *carinata deshayesi* Sismonda, 1847
(pl. XXII, fig. 11—14, 17—19)

Corbula (Corbula) carinata Dujardin-Moisescu (1955), p. 112, pl. IX, fig. 4—7; *Corbula* (*(Corbula) carinata deshayesi* Sismonda-Hinculov, (1968), p. 115, pl. XXV, fig. 7, 8 (cum syn.).

Atribuim acestei specii cca 15 valve găsite la Minișul de Sus. Cochilia inechivalvă, inechilaterală, oval-alungită, cu scoica groasă. Marginea anterioară rotunjită, cea posterioară ascuțită și mai scurtă. Valve convexe prevăzute cu o carenă care pornește de la umbone spre marginea posterioară. Ornamentația reprezentată prin coaste concentrice din ce în ce mai grosiere spre marginea valvei. Dentiția caracteristică, cu un dinte proeminent și o fosetă pe valva dreaptă și o fosetă și un dinte mic pe cea stîngă.

Dimensiuni : d.u.p. = 8 mm ; d.a.p. = 13 mm ; convex. = 4 mm.
d.u.p. = 9,5 mm ; d.a.p. = 14 mm ; convex. = 4,5 mm.

Specie apărută din Acvitanian. În cadrul depozitelor badeniene este una dintre fosilele cele mai frecvente. A fost semnalată în Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, vestul Ucrainei, Bulgaria și România.

Corbula (Corbula) carinata hőrnesi Beneden, 1835
(pl. XXII, fig. 15, 16)

Corbula (Corbula) carinata hörnesi Beneden-Hinculov (1968), p. 116, pl. XXV, fig. 9 (cum syn.).

În depozitele badeniene cercetate am găsit două valve drepte pe care le-am considerat ca aparținînd acestei varietăți. Ele se deosebesc de *C. carinata deshayesi*, prin sculptura lor mult mai grosolană, prin coaste concentrice mai puține, printr-o convexitate mai pronunțată și prin umbonele mai înclinat.

Dimensiuni : d.u.p. = 10,5 mm ; d.a.p. = 16 mm ; convex. = 7 mm.
d.u.p. = 8,5 mm ; d.a.p. = 13 mm ; convex. = 5,5 mm.

Această formă este cunoscută din Carpatian și Badenian .

Corbula (*Corbula*) *revoluta* (Brocchi, 1814)
(pl. XXII, fig. 20, 21)

Corbula revoluta Brocc.-Hörnes (1870), p. 38, pl. III, fig. 9;

Institutul Geologic al României

Corbula (Corbula) revoluta (Brocchi)-Kojumdgieva (1960), p. 83, pl. XXVIII, fig. 6.

Considerăm ca aparținînd acestei specii o singură valvă stîngă. Cochilia este foarte apropiată de *C. carinata deshayesi*, deosebindu-se de aceasta printr-o sculptură a coastelor mai grosieră și printr-un contur mai alungit al valvei.

Dimensiuni: d.u.p. =8,5 mm; d.a.p. =14,5 mm; convex. = 4 mm.

Specia apare din Burdigalian. Din Badenian a mai fost semnalată în Austria și Bulgaria.

Familia: **Pholodomydae**
Genus: *Pholodomya* Sowerby, 1823
Pholadomya alpina Matheron, 1842
(pl. XXII, fig. 2)

Pholodomya alpina Metheron-Paucă (1932), p. 200, pl. II, fig. 8;
Pholodomya alpina Matheron-Kojumdgieva (1960), p. 80, pl. XXVIII, fig. 1, (cum syn.).

Am găsit din această specie două fragmente de mulaje, pe care le-am putut recunoaște datorită sculpturii în rețea și formei valvelor.

Specia cunoaște o largă răspîndire în cadrul Miocenului inferior și mediu.

Classis: **Gastropoda**
Familia: **Trochidae**
Genus: *Gibbula* Risso, 1826
Gibbula buchi Dubois, 1831
(pl. XXIII, fig. 4,5)

Gibbula (Forskalena) buchi Dubois-Csepreghy-Meznerics (1954), p. 13, pl. I, fig. 12;
Gibbula buchi Dubois-Strausz (1966), p. 37, pl. LIII, fig. 4—9.

Am atribuit acestei specii o singură cochilie găsită în regiunea cercetată. Atît forma cît și ornamentația acestei specii sînt în general destul de variabile. Conchilia găsită, are 5 ture de spiră, un unghi apical de 90° și o ornamentație reprezentată printr-un șir de noduri în partea superioară a spirei, urmată imediat de o carenă noduroasă și apoi de o altă carenă aproape netedă. Între aceste elemente de sculptură mai apar striuri fine longitudinale, precum și striuri de creștere.

Dimensiuni: înălțimea = 12 mm; lățimea = 14 mm.

Institutul Geologic al României

Specia este cunoscută din depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Polonia.

Genus : *Oxystele* Philippi, 1847

Oxystele patula orientalis Cossmann et Peyrot, 1917

(pl. XXIII, fig. 6–8)

Oxystele orientalis Cossman et Peyrot-Moisescu (1955), p. 116, pl. X, fig. 1, 2;

Oxystele patula orientalis Cossmann & Peyrot-Strausz (1966), p. 40, fig. 24;

Diloma (Oxystele) orientalis (Cossmann et Peyrot)-Hinculov (1968), p. 119, pl. XXVII, fig. 1–5;

Oxystele patula orientalis Cossmann & Peyrot-Nicorici-Gerasim (1971), p. 41, pl. II, fig. 1–6.

În calcarele badeniene de la Minişul de Sus, această specie este frecventă, noi am recoltat peste 30 de exemplare, care corespund din toate punctele de vedere cu diagnosticul ei. Forma este deosebit de comună pentru depozitele badeniene.

Dimensiuni : înălţimea = 25 mm ; lăţimea = 23 mm.

Familia : **Turritellidae**

Genus : *Turritella* Lamarck, 1799

Subgenus : *Zaria* Gray, 1847

Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi, 1814

(pl. XXIII, fig. 17)

Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi-Marinescu (1961), p. 525, pl. III, fig. 12;

Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi-Strausz (1966), p. 84, pl. II, fig. 4 (cum syn.).

Deţinem un singur exemplar incomplet care se încadrează în particularităţile acestei specii.

Specia este semnalată din Eggenburgian pînă în Badenian.

Turritella (Zaria) subangulata polonica Friedberg, 1909

(pl. XXIII, fig. 18)

Turritella subangulata Brocc. var. polonica Friedberg-Friedberg (1928), p. 328, pl. XIX, fig. 17, 18;

Turritella (Zaria) subangulata polonica Friedberg-Marinescu (1961), p. 526, pl. III, fig. 13 (cum syn.).

Forma găsită de noi se încadrează în descrierea dată pentru această varietate de către Friedberg, Josefina Marinescu,

Institutul Geologic al României

etc. Față de *T. subangulata* această formă se deosebește mai ales prin carena sa lată, mai bine dezvoltată.

Este semnalată din Tortonianul din Belgia și Olanda precum și Badenianul din Polonia și România (bazinul Bahna, bazinul Mehadiei, Lăpugi, Buituri).

Turritella thetis erronea Cossmann, 1915

(pl. XXIII, fig. 9, 10)

Turritella (Torculoidella) erronea Cossm.-Moisescu (1955), p. 127, pl. X, fig. 13, 16, 17;

Turritella (Archimediella) erronea Cossmann-Marinescu (1961), p. 527, pl. IV, fig. 14a, b;

Turritella thetis erronea Cossmann-Strausz (1966), p. 88, pl. II, fig. 15—17, pl. LXXVIII, fig. 1.

Avem recoltate din această specie 10 exemplare incomplete. Formele găsite corespund figurației date de Moisescu, Marinescu, Strausz și alții.

Din depozitele badeniene această specie a fost semnalată în Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și țara noastră.

Turritella benoisti Cossmann-Peyrot, 1924

(pl. XXIII, fig. 11—14)

Turritella (Haustator) benoisti nov. sp.-Cosmann Peyrot (1924), p. 44, pl. I, fig. 23, 24, pl. II, fig. 29, 30;

Turritella benoisti Cossmann & Peyrot-Strausz (1966), p. 91, pl. II, fig. 19, 20.

Sîntem în posesia a 7 fragmente de cochilie, găsite la Minișul de Sus, pe care le atribuim acestei specii. Cochilia sveltă, cu un unghi apical de 12—15°, cu multe ture de spiră despărțite printr-o linie de sutură adîncită și puțin oblică. Așa cum arată Cossmann și Peyrot (p. 44) primele ture au un aspect bicarinat, cele două coaste spirale fiind așezate în jumătatea inferioară a spirei. La spirele următoare mai apare o coastă spirală, la început mai slabă apoi aproape la fel ca celelalte două, astfel încît fiecare tur de spiră poartă cîte trei coaste spirale destul de proeminente. Între coastele spirale, mai apar filete fine și dese spirale. La exemplarele cercetate, probabil datorită gradului mai slab de păstrare, nu am putut observa striurile fine de creștere, menționate de Cossmann și Peyrot.

Specia poate fi confundată, în cazul unor forme tinere, cu *Turritella thetis erronea*, sau cu *T. bicarinata*. Prezența celei de a treia coaste spirale la exemplarele adulte, permite deosebirea dintre ele.

Institutul Geologic al României

Această specie a fost întîlnită în Miocenul mediu din Franța și în depozitele badeniene din Ungaria și țara noastră.

Turritella vermicularis sulcomarginalis Sacco, 1895

(pl. XXIII, fig. 19,20)

Turritella vermicularis sulcomarginalis Sacco-Strausz (1966), p. 95, pl. III, fig. 12 (cum syn.).

Avem două cochilii incomplete pe care le atribuim acestei specii. Cochilie în general de talie mare, cu înălțimea turelor de spiră cît jumătatea lățimii lor, cu linia de sutură foarte puțin adîncită și ușor oblică. Turele de spiră au pereții aproape drepți, ornamentați cu numeroase striuri spirale drepte și paralele.

Această formă a fost găsită în Pliocenul marin din Italia. În Paratethysul central ea a fost semnalată în Badenianul superior din Ungaria.

Turritella pythagoraica Hilber, 1882

(pl. XXIII, fig. 15,16)

Turritella (Archimediella) pythagoraica Hilber-Moisescu (1955), p. 124, pl. X, fig. 14, 15;

Turritella (Archimediella) pythagoraica Hilber-Hinculov (1968), p. 133, pl. XXXII, fig. 1, 2.

Am găsit din această specie două cochilii incomplete, identice cu cele figurate de Friedberg (1954, XX, fig. 1—3), Moisescu și Hinculov.

Specia este răspîndită în Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică și România.

Subgenus: *Torculoidella* Sacco, 1895

Turritella (*Torculoidella*) *varicosa minisensis* n. ssp.

(pl. XXIII, fig. 21—23)

Holotipul: pl. XXIII, fig. 23.

Derivatio nominis: denumire dată după localitatea Miniș.

Stratum typicum: orizontul calcarelor organogene badeniene superioare de la Minișul de Sus.

Locus typicus: calcarul organogen din dealul Bisericii.

Diagnoza: sîntem în posesia a două exemplare incomplete, alcătuite din 10—12 ture de spiră, despărțite printr-o sutură puțin adîncită, oblică. Ornamentația turelor de spiră constă din 3 coaste spirale, dintre care cea mediană este mai dezvoltată. Pe aceste coaste spirale se inseră noduri caracteristice pentru această specie. Pe ultimul tur de spiră, pe coasta

Institutul Geologic al României

mediană am numărat 20 de noduri (tuberculi). Între cele 3 coaste spirale noduroase, se găsesc filete netede, despărțite prin șanțuri înguste. Între coastele spirale apar cîte 7—9 rînduri de astfel de filete (striuri) spirale fine.

Dimensiuni: înălțimea ultimului tur = 7 mm; lățimea ultimului tur = 12,5 mm.
înălțimea turului antepenultim = 5 mm; lățimea turului antepenultim = 10,5 mm.

Raporturi și deosebiri: prin caracterele sale morfologice generale, forma se încadrează în specia *Turritella varicosa* B r o c c h i, caracterizată prin prezența unor coaste noduroase, despărțite prin striuri spirale fine. Exemplarele studiate se deosebesc de *T. varicosa* prin aceea că au pe fiecare tur de spiră un număr constant de 3 coaste noduroase dintre care cea mediană este mai dezvoltată. Acest caracter nu se observă la *T. varicosa*.

S a c c o (1895) a separat mai multe varietăți ale acestei specii, provenite din depozitele tortoniene din Italia de nord. Dintre aceste varietăți, exemplarele de la Minișul de Sus se apropie mai mult de *Turritella varicosa percingulata* S a c c o (S a c c o, vol. XIX, p. 29, pl. III, fig. 4), care are însă un număr mai mare de coaste spirale noduroase, decît exemplarele descrise.

Holotipul acestei subspecii se găsește în colecția stratigrafică a bazinului Transilvaniei, de la Catedra de Geologie-Paleontologie a Universității din Cluj, nr. de inventar: 16.388.

Familia: **Cerithidae**

Genus: *Cerithium* B r u g u i è r e, 1789

Cerithium vulgatum B r u g u i è r e, 1792
(pl. XXIV, fig. 1)

Cerithium vulgatum B r u g. - H ö r n e s (1856), p. 386, pl. XLI, fig. 1—4;
Cerithium vulgatum B r u g. - F r i e d b e r g (1954), p. 248, pl. XVI, fig. 1.

Dimensiuni: înălțimea = 26 mm; lățimea = 9 mm.

Exemplarul găsit la Minișul de Sus se încadrează în descrierea și figurația dată pentru această specie de autorii mai sus citați. Specia a fost găsită în depozitele badeniene din Austria și Polonia.

Cerithium vulgatum europaeum M a y e r, 1878
(pl. XXIV, fig. 2)

Cerithium (Vulgocerithium) europeum M a y e r - K o j u m d g i e v a (1960), p. 104, pl. XXXI, fig. 1, 2;

Institutul Geologic al României

Cerithium vulgatum europaeum Mayer-Strausz (1966), p. 130, pl. IX. fig. 19—28 (cum syn.).

Dimensiuni: înălţimea = 18 mm; lăţimea = 8 mm.

Deţinem din această specie un singur exemplar găsit la Miniş.

Specia este răspîndită în depozitele badeniene din: Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria şi ţara noastră.

Cerithium crenatum procrenatum Sacco, 1895
(pl. XXIV, fig. 4, 5a, 5b)

Cerithium crenatum Brocchi var.-Hörnes (1856), p. 408, pl. XLII, fig. 13, 14;

Cerithium procrenatum Sacco-Sacco (1895), p. 19, pl. II, fig. 1;

Cerithium (Vulgocerithium) procrenatum Sacco-Csepreghy-Meznerics (1950), p. 31, pl. II, fig. 1;

Cerithium procrenatum Sacco-Friedberg (1955), p. 259, pl. XVI, fig. 13;

Cerithium (Ptychocerithium) crenatum procrenatum Sacco-Strausz (1955), p. 148, pl. I, fig. 10;

Cerithium (Ptychocerithium) crenatum var. *procrenata* (Sacco)-Kojumdgieva (1960), p. 107, pl. XXXI, fig. 11;

Cerithium crenatum procrenatum Sacco-Strausz (1966), p. 136, pl. IX, fig. 4—6;

Cerithium (Ptychocerithium) crenatum procrenatum Sacco-Hinculov (1968), p. 131, pl. XXXI, fig. 6a, 6b.

Din calcarele badeniene de la Minişul de Sus am recoltat 2 cochilii întregi şi 3 fragmente, caracterizate prin prezenţa pe fiecare tur de spiră a 3 coaste noduroase despărţite, la exemplarele adulte, de cele mai multe ori prin două coaste spirale subţiri. La turele de spiră mai inferioare, nodurile la prima coastă spirală (superioară), sînt mai mărunte şi mai dese, ele fiind în număr de 24. Celelalte două coaste spirale au un număr egal de noduri (19 sau 20). Nodurile de pe aceste ture de spiră sînt rotunjite, cu excepţia celor de pe coasta spirală mediană care sînt mai mari şi uşor ascuţite. La turele mai superioare, nodurile au tendinţa de a se uni cîte trei formînd adevărate coaste transversale. Pe unele ture de spiră se poate observa şi prezenţa varicelor.

Faţă de specia tip, această varietate, în cazul formelor studiate, se individualizează prin faptul că are numai 3 coaste spirale noduroase, pe cînd *C. crenatum* are 4 sau chiar 5. Nodurile la *C. crenatum procrenatum* au întotdeauna un contur rotunjit, pe cînd la *C. crenatum*, aşa cum menţionează Strausz (1955), pot apare şi noduri cu contur patratic. La *C. crenatum* coasta spirală superioară este mai lată şi mai puţin noduroasă, în timp ce la formele de la Minişul de Sus, această coastă spirală este mai redusă faţă de celelalte două şi înzestrată cu noduri bine individualizate.

Institutul Geologic al României

Mai menționăm că la *C. crenatum procrenatum* nodurile de pe coasta spirală mediană sînt mai puternice și mai ascuțite, ceea ce la *C. crenatum* nu se observă.

Cu toate aceste deosebiri de ornamentație, înrudirea dintre cele două forme este incontestabilă, între ele fiind de fapt separată și o varietate de trecere *C. crenatum communicatum* Sieber, care este foarte apropiată de exemplarele de la Minișul de Sus. Este necesar să arătăm că trecerea dintre *C. crenatum procrenatum* și *C. crenatum communicatum* este atît de treptată încît practic separarea celor două varietăți este uneori extrem de dificilă. Totuși varietatea *procrenatum* se evidențiază prin coasta sa mediană mai proeminentă și cu noduri ușor ascuțite. Acesta a fost și motivul pentru care am atribuit exemparele cercetate lui *C. crenatum procrenatum*. Mai menționăm, ca o particularitate a formelor adulte de la Minișul de Sus, prezența constantă în cele două șanțuri care despart coastele spirale noduroase, a două coaste spirale subțiri (pl. XXIV, fig. 5a,5b).

Această formă este cunoscută din Helvețiano din Italia, precum și Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Ucraina vestică, Bulgaria și România.

Cerithium bronni Partsch (in Hörnes), 1845

Cerithium bronni Partsch (in Hörnes)-Strausz (1966), p. 137, fig. 63 (cum syn.).

Această specie are o largă răspîndire în depozitele badeniene. La Minișul de Sus am găsit 2 exemplare.

Cerithium aff. *rubiginosum* Eichwald, 1853

(pl. XXIV, fig. 3)

Cerithium (Thericium) rubiginosum rubignosum Eichwald-Hinculov (1968), p. 13, pl. XXXI, fig. 12, a, b,.

Specie cunoscută mai ales din depozitele sarmațiene. La Minișul de Sus am găsit un singur exemplar.

Genus: *Potamides* Brogniart, 1810

Subgenus: *Pirenella* Gray, 1847

Potamides (*Pirenella*) *moravicus variabilis* Friedberg, 1928

(pl. XXIV, fig. 8,9)

Potamides variabilis Friedb.-Friedberg (1955), p. 278, pl. XVII, fig. 27—28;

Potamides (Pirenella) moravicus variabilis Friedberg-Strausz (1966), p. 149, pl. VII, fig. 30—35.

Institutul Geologic al României

Am găsit la Minişul de Sus o singură cochilie care corespunde caracterelor acestei specii. Cochilia are 8—9 ture de spiră, unite printr-o linie de sutură adîncită, oblică. Turele de spiră poartă o ornamentaţie formată din coaste spirale noduroase, în număr de 3, despărţite printr-o coastă spirală aproape netedă. La exemplarul pe care-l avem, se poate observa cum la turele mai inferioare, coasta mediană noduroasă tinde să se dubleze. Ultimul tur de spiră are 6—7 coaste noduroase, dintre care prima de sus este mai bine dezvoltată. Apertura este de formă ovală, cu labrumul intern îngroşat şi puţin răsfrînt.

Dimensiuni: înălţimea = 39 mm; lăţimea = 12 mm.

Această formă a fost întîlnită în depozitele badeniene din Polonia, Ungaria şi ţara noastră:

Subgenus: *Terebralia* Swainson, 1840

Potamides (*Terebralia*) *bidentatus lignitarum* Eichwald (1830) 1853

(pl. XXIV, fig. 6,7)

Terebralia bidentata Defr.-Friedberg (1955), p. 291, pl. XVIII, fig. 5—7;

Terebralia (Terebralia) bidentata var. *lignitarum* (Eichwald)-Kojumdgieva (1960), p. 109, pl. XXXI, fig. 22;

Potamides (Terebralia) bidentatus lignitarum Eichwald-Strausz (1966), p. 162, pl. VI, fig. 3—9 (cum syn.);

Terebralia bidentata lignitarum (Eichwald)-Hinculov (1968), p. 128, pl. XXX, fig. 14a, 14b.

Această formă se găseşte destul de frecvent în calcarele organogene de la Minişul de Sus de unde am recoltat cca 20 de exemplare, care sînt identice cu cele descrise şi figurate de diferiţi autori sub numele de *bidentatus lignitarum*.

Dimensiuni: înălţimea = 48 mm; lăţimea = 15 mm;
înălţimea = 36 mm; lăţimea = 12,5 mm.

Specia apare frecvent în depozitele badeniene şi sarmaţiene.

Familia: **Calyptraeidae**

Genus: *Calyptraea* Lamarck, 1799

Calyptraea chinensis Linné, 1766

(pl. XXIV, fig. 10)

Calyptraea chinensis Linné-Strausz (1966), p. LXXVII, fig. 1, 5 (cum syn.);

Formă răspîndită în tot Miocenul. La Minişul de Sus am găsit 1 exemplar.

Institutul Geologic al României

Familia : **Xenophoridae**
Genus : *Xenophora* Fischer Waldheim, 1807
Xenophora cf. *deshayesi* Michelotti, 1847
(pl. XXVI, fig. 1,2)

Xenophora deshayesi Michelotti-Strausz (1966), p. 214, fig. 93 (cum syn.).
Xenophora (Xenophora) deshayesi Michelotti-Hinculov (1968), p. 137, pl. XXXIII, fig. 5a, 5b.

Am găsit la Minișul de Sus două mulaje interne, pe care le-am determinat prin comparația cu formele foarte bine păstrate de *X. deshayesi*, provenite de la Lăpugi și existente în Colecția bazinului Transilvaniei de la Universitatea din Cluj.

Dimensiuni : înălțimea = 41 mm ; lățimea = 67 mm.

Specia este cunoscută din Helvețianul din Franța, Belgia ; Badenianul din Austria, Ungaria, Polonia, Bulgaria și România.

Familia : **Strombidae**
Genus : *Strombus* Linné, 1758
Subgenus : *Strombus* s. str.
Strombus (*Strombus*) *coronatus* Defrance, 1827
(pl. XXIV, fig. 11—13)

Strombus coronatus Defrance-Strausz (1966), p. 222, fig. 102, 103 (cum syn.)
Strombus (Strombus) coronatus Defrance-Hinculov (1968), p. 137, pl. XXXIII, fig. 6a, 6b.

Specie cunoscută începînd cu Carpatianul. Din depozitele badeniene a fost semnalată în Austria, Ungaria, România. La Minișul de Sus am găsit 11 exemplare.

Familia : **Naticidae**
Genus : *Natica* Scopoli, 1777
Subgenus : *Lunatia* Gray, 1847
Natica (*Lunatia*) *catena helicina* Brocchi, 1814
(pl. XXV, fig. 3,4)

Natica (Euspira) catena Da Costa var. *helicina* Brocchi-Moisescu (1955), p. 133, pl. XI, fig. 15, 16 ;
Natica (Lunatia) catena helicina Brocchi-Strausz (1966), p. 228, pl. XLVIII, fig. 13—16, pl. IL, fig. 1—8.

Această specie este semnalată încă din Eggenburgian. În Badenian este răspîndită în Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria și România. La Minișul de Sus am găsit 1 exemplar.

Institutul Geologic al României

Subgenus : *Polynices* Montfort, 1810
Natica (*Polinices*) *redempta* Michelotti, 1847
(pl. XXV, fig. 1,2)

Natica (Polynices) redempta Michelotti-Strausz (1966), p. 231, pl. XLII, fig. 19—32 (cum syn.).

Polinices (Polinices) redemptus (Michelotti)-Hinculov (1968), p. 135, pl. XXXII, fig. 15a, 15b.

Specia apare în Carpatian, fiind mai frecventă în Badenianul superior. De la Minișul de Sus avem 2 exemplare .

Subgenus : *Neverita* Risso, 1826
Natica (*Nevarita*) *josephinia olla* Serres, 1829
(pl. XXV, fig. 5—9)

Natica (Neverita) josephinia olla Serres-Strausz (1966), p. 232, pl. II, fig. 9—12 (cum syn.).

Specie răspîndită în depozite badeniene. La Minișul de Sus am recoltat 5 exemplare.

Genus : *Sigaretus* Lamarck, 1799
Sigaretus striatus Serres, 1829
(pl. XXV, fig. 10, 11)

Sinum striatum De Seres-Moisescu (1955), p. 135, pl. XI, fig. 21;
Sigaretus striatus Serres-Strausz (1966), p. 233, fig. 111.

Am găsit 2 exemplare din această specie, ușor de recunoscut datorită cochiliei sale platiliforme, cu ture de spiră puține, cu ultima spiră foarte mare și cu o sculptură reprezentată prin coaste fine spirale.

Dimensiuni : înălțimea = 11 mm ; lățimea = 22 mm.

Specia este cunoscută din Helvețianul din Franța și Badenianul din Austria, Ungaria, Ucraina vestică și România.

Familia : **Cypraeidae**
Genus : *Cypraea* Linné, 1758
Subgenus : *Zonaria* Jousseaume, 1884
Cypraea (Zonaria) fabagina auctorum? (non Lamarck, 1810)
(pl. XXV, fig. 12—16)

Cypraea fabagina Lamarck-Hörnes (1856), p. 165, pl. VII, fig. 6;

Bernaya fabagina (Lamarck)-Kojumdgieva (1960), p. 127, pl. XXXIV, fig. 13;

Cypraea (Zonaria) fabagina auctorum (non Lamarck)-Strausz (1966), p. 239, pl. LXXV, fig. 18—21.

Institutul Geologic al României

Din calcarele organogene de la Miniș, am recoltat 5 cochilii care se încadrează în particularitățile acestei specii.

Dimensiuni: înălțimea = 20 mm; lățimea = 13 mm.

Formă răspîndită în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Bulgaria și România.

Familia: **Pirulidae**

Genus: *Pirula* Lamarck, 1799 (Montfort, 1810)

Pirula geometra Borson, 1825

(pl. XXV, fig. 17)

Ficus geometrus Borson-Moisescu (1955), p. 140, pl. XII, fig. 8;

Pirula geometra Borson-Strausz (1966), p. 255, pl. LVII, fig. 1—3 (cum syn.).

Am găsit în depozitele cercetate 2 mulaje incomplete, pe care le-am identificat datorită ornamentației lor caracteristice, reticulare. Specia se aseamănă cu *P. condita*, de care se deosebește mai ales prin ornamentația sa mai fină, mai regulată și prin forma mai sveltă a cochiliei.

Specia este răspîndită în tot Miocenul.

Familia: **Muricidae**

Genus: *Murex* Linné, 1758

Subgenus: *Muricanthus* Swainson, 1840

Murex (*Muricanthus*) *pomiformis* Eichwald, 1853

(pl. XXV, fig. 18—22)

Murex austriacus Tourn.-Friedberg (1951), p. 167, pl. X, fig. 10;

Murex (Muricanthus) pomiformis Eichwald-Kojumdgieva (1960), p. 146, pl. XL, fig. 1.

Din depozitele badeniene de la Minișul de Sus am recoltat 4 conchilii pe care le considerăm ca aparținînd acestei specii. Cochilia este formată din 6 ture de spiră, fiecare tură de spiră purtînd 6 coaste transversale puternice, între care apare cîte o coastă trasversală mai mică și incompletă. Ornamentația longitudinală este prezentă prin numeroase coaste spirale, uniforme, despărțite prin șanțuri la fel de largi ca și coastele. Pe ultimul tur de spiră apar 12—13 de astfel de coaste spirale. În spațiile intercostale se pot observa cîteva striuri spirale fine. Apertura este aproape rotundă, labrumul extern apare ondulat datorită coastelor spirale. Canalul sifonal adîncit și îngust.

M. pomiformis prezintă unele asemănări cu *M. turonensis pontileviensis* Tournouer și mai ales cu *M. rudis sedwichi* Michelotti,

Institutul Geologic al României

de care se poate deosebi prin faptul că este complet lipsită de prelungiri spinoase, întîlnite la locurile de intersecţie a coastelor transversale cu cele longitudinale.

Dimensiuni : înălţimea = 55 mm ; lăţimea = 38 mm ;
înălţimea = 24 mm ; lăţimea = 15 mm.

Specia a fost întîlnită în depozitele badeniene din Ucraina vestică şi Bulgaria. În ţara noastră a mai fost semnalată din Badenianul superior de la Tusa (bazinul Şimleu).

Genus : *Vitularia* Swainson, 1840
Subgenus : *Vitularia* s. str.
Vitularia (*Vitularia*) *lingua-bovis vindobonula* (Cossmann-Peyrot, 1923)
(pl. XXVI, fig. 3,4)

Tritonalia (Vitularia) lingua-bovis var. *vindobonula* Cossmann et Peyrot-Kojumdgieva (1960), p. 150, pl. XL, fig. 11 ;
Vitularia linguabovis vindobonula Cossmann & Peyrot-Strausz (1966), p. 278, fig. 126 ;
Vitularia (Vitularia) lingua-bovis vindobonula (Cossmann et Peyrot)-Hinculov (1968), p. 141, pl. XXXIV, fig. 10.

Am găsit la Minişul de Sus, un mulaj care reprezintă o cochilie de formă alungită, cu turele de spiră prevăzute cu o carenă ascuţită în treimea superioară, cu o linie de sutură adîncită, cu ornamentaţia reprezentată numai prin coaste transversale care formează noduri în dreptul carenei fiecărui tur de spiră, cu o deschidere orală largă şi alungită. Caracterele de mai sus ne-au determinat să atribuim această formă speciei *V. lingua-bovis vindobonula*.

Specia este semnalată începînd cu Ottnangianul din Austria. În cadrul formaţiunilor badeniene ea a fost întîlnită în Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria şi România.

Familia : **Nassidae**
Genus : *Nassa* (Martini, 1774 ptim.) Lamarck, 1799
Nassa(*Tritia*) *rosthorni* Partsch (in Hauer et in Hörnes), (1837) 1856
(pl. XXV, fig. 28)

Nassa (Tritia) rosthorni Partsch (in Hauer et in Hörnes)-Strausz (1966), p. 321, pl. XXXVIII, fig. 22—31.

Formă răspîndită în Miocenul mediu. În Badenian a fost semnalată în Austria, Ungaria, Bulgaria şi România. De la Miniş avem 1 exemplar.

Institutul Geologic al României

Familia : **Fasciolariidae**

Genus : *Fusus* Bruguière, 1789

Subgenus : *Streptochetus* Cossmann, 1889

Fusus (*Streptochetus*) *valenciennesi* Grateloup, 1840

(pl. XXV, fig. 24—27)

Fusus (Streptochetus) valenciennesi Grateloup-Strausz (1966), p. 347, pl. XXVII, fig. 5—10 (com syn.).

Cele 4 exemplare găsite la Minișul de Sus se încadrează în diagnosticul și figurația dată de diferiți autori [Hörnes (1856), Friedberg (1912), Moisescu (1955), Strausz (1966)].

Dimensiuni : înălțimea = 52 mm; lățimea = 21 mm.

Specie cunoscută începînd cu Egerianul. În cuprinsul Badenianului se întîlnește frecvent în Austria, Ungaria și România.

Familia : **Olividae**

Genus : *Ancilla* Lamarck, 1799 (*Ancillaria* Lamarck, 1811)

Subgenus : *Baryspira* Fischer, 1883

Ancilla (*Baryspira*) *glandiformis* Lamarck, 1810

(pl. XXVI, fig. 5,6)

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lamarck-Strausz (1966), p. 357, pl. XL, fig. 16—23, pl. XL1, fig. 1, 2, pl. LXXIII, fig. 14, pl. LXXIV, fig. 1,2;

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lamarck-Hinculov (1968), p. 146, pl. XXXVI, fig. 6, 7.

Formă citată începînd cu Burdigalianul din Franța. În Paratethysul central este răspîndită în Carpatian și mai ales în Badenian. La Minișul de Sus am găsit 2 exemplare.

Familia : **Mitridae**

Genus : *Mitra* Martyn, 1784

Subgenus : *Pusia* Swainson, 1840

Mitra (Pusia) ebenus Lamarck, 1811

(pl. XXVII, fig. 16—17)

Mitra (Pusia) ebenus Lamarck-Strausz (1966), p. 366, pl. XXVI, fig. 3—5.

Din această specie răspîndită în depozitele badeniene, deținem un exemplar găsit la Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

Familia : **Terebridae**

Genus : *Terebra* Bruguière, 1789

Subgenus : *Strioterebrum* Sacco, 1891

Terebra (*Strioterebrum*) *basteroti* Nyst, 1843

(pl. XXVI, fig. 7)

Terebra basteroli Nyst-Moisescu (1955), p. 173, pl. XV, fig. 6;

Terebra basteroli Nyst-Strausz (1966), p. 389, pl. IV, fig. 32, 33 (cum. syn.);

Terebra (Strioterebrum) basteroli Nyst-Hinculov (1968), p. 153, pl. XXXIX, fig. 1 a, b, 2 a, b.

Am găsit în Badenianul din regiunea cercetată, o singură cochilie care se înscrie în caracterele acestei specii. Specia apare începînd cu Burdigalianul din Franţa. În Badenian ea a fost semnalată în Austria, Ungaria, Bulgaria, Polonia, Ucraina vestică şi România.

Subgenus : *Subula* Schumacher, 1817 (*Oxymeris* Dall, 1903)

Terebra (*Subula*) *fuscata buiturica* Moisescu, 1955

(pl. XXVI, fig. 8,9)

Terebra (Acus) fuscata Brocc. var.-Hoernes et Auinger (1880), p. 106, pl. XII, fig. 17;

Terebra fuscata Brocchi var. *buiturica* n. nov.-Moisescu (1955), p. 172, pl. XV, fig. 10–12;

Terebra (Subula) fuscata buiturica Moisescu-Hinculov (1968), p. 153, pl. XXXIX, fig. 3, 4.

Cele două exemplare găsite la Minişul de Sus, corespund descrierii şi figuraţiei date de Moisescu pentru această formă, care pînă în prezent a fost găsită în Badenianul de la Buituri, bazinul Mehadiei, Tusa (bazinul Şimleu).

Familia : **Pleurotomidae**

Genus : *Clavatula* Lamarck, 1701

Clavatula interrupta Brocchi, 1814

(pl. XXVII, fig. 15)

Clavatula interrupta Brocchi-Strausz (1966), p. 403, pl. XIV, fig. 18, 19, 24, 26, pl. XV, fig. 1.

În calcarul organogen de la Miniş am găsi o singură cochilie care se încadrează în particularităţile morfologice ale acestei specii.

Institutul Geologic al României

Familia : **Conidae**

Genus : *Conus* Linné, 1758

Subgenus : *Conolithus* Herrmannsen, 1847

Conus (*Conolithus*) *dujardini* Deshayes, 1845

(pl. XXVII, fig. 10—12)

Conus (Conuspira) dujardini Deshayes-Moisescu (1955), p. 159, pl. XIV, fig. 15—18;
Conus (Conolithus) dujardini Deshayes-Strausz (1966), p. 451, pl. LXVII, fig. 2—5, 7 (cum syn.).

Sîntem în posesia a 8 cochilii găsite în regiunea cercetată.

Dimensiuni : înălțimea = 16 mm; lățimea = 6,5 mm.

Specia este răspîndită în tot Miocenul marin. În Badenian este frecvent întîlnită în Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria și România.

Conus (*Conolithus*) *dujardini brezinae* Hoernes et Auinger, 1879

(pl. XXVII, fig. 8, 9)

Conus (Conuspira) brezinae R. Hörnes und Auinger-Moisescu (1955), p. 161 pl. XIV, fig. 9, 12—14;
Conus (Conolithus) dujardini var. *brezinae* Hoernes et Auinger-Kojumdgieva (1960), p. 209, pl. XLIX, fig. 7;
Conus (Conolithus) dujardini brezinae Hoernes & Auinger-Strausz (1966), p. 452, pl. XXII, fig. 16, pl. XVIII, fig. 3—5, pl. LXVII, fig. 8—10.

Am recoltat de la Miniș 3 cochilii destul de bine conservate, care se deosebesc de *C. dujardini*, prin carena turelor de spiră, care este mai rotunjită, mai puțin ascuțită.

Formă semnalată în depozitele badeniene din Austria, Ungaria, Ucraina vestică, Bulgaria și România.

Subgenus : *Lithoconus* Mörch, 1852

Conus (*Lithoconus*) *mercati miocaenicus* Sacco, 1893

(pl. XXVII, fig. 1)

Conus mercati Brocchi-Hörnes (1856), p. 23, pl. II, fig. 1, 2 (nec fig. 3);
Lithoconus mercati miocaenicus Sacc.-Sacco (1893), XIII, p. 20;
Conus (Lithoconus) mercati miocaenicus Sacco-Strausz (1966), p. 455, pl. LXVIII, fig. 3—5.

În calcarele de tip Leitha de la Minișul de Sus am găsit 3 cochilii, care corespund din toate punctele de vedere descrierii și figurației date de Hörnes (pl. II, fig. 1,2), Strausz (pl. LXVIII, fig. 3—5), pentru această specie.

Această formă este semnalată din Carpatian, însă frecvența cea mai mare o are în Badenian.

Dimensiuni : înălțimea = 74 mm; lățimea = 47 mm.

Institutul Geologic al României

Subgenus : *Chelyconus* Mörch, 1852

Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn in Hörnes, 1856

(pl. XXVII, fig. 4,5)

Conus (Lithoconus) fuscocingulatus Bronn-Moisescu (1955), p. 163, pl. XIV, fig.1—4;
Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn in Hörnes-Strausz (1966), p. 459, pl. LXVIII, fig. 8—11 (cum syn.);
Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn in Hörnes-Nicorici-Gerasim (1971) p. 43, pl. II, fig. 15.

Sîntem în posesia a 5 exemplare din această specie, găsite la Minişul de Sus. Forma se poate recunoaşte uşor mai ales datorită unei dungi subţiri spirale, de culoare brună, de pe ultimul tur de spiră.

Dimensiuni : înălţimea = 30 mm; lăţimea = 18 mm;
înălţimea = 25 mm; lăţimea = 15,5 mm;
înălţimea = 20 mm; lăţimea = 11,5 mm.

Specia este caracteristică pentru Badenian, ea avînd o largă răspîndire geografică în cadrul Paratethysului central.

Conus (Chelyconus) vindobonensis Partsch in Hörnes, 1848, (1856)

(pl. XXVII, fig. 2,3)

Conus vetricosus Bronn-Hörnes (1856), p. 32, pl. III, fig. 5, 7;
Conus (Chelyconus) vindobonensis Partsch-Strausz (1966), p. 458, pl. LXIX, fig. 3,4;
Conus (Chelyconus) vindobonensis (Partsch in Hörnes et Auinger)-Hinculov (1968), p. 149, pl. XXXVII, fig. 16.

La Minişul de Sus am găsit două cochilii care se încadrează în particularităţile acestei specii, răspîndită în depozitele badeniene din Paratethysul central.

Dimensiuni : înălţimea = 36 mm; lăţimea = 18 mm.

Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus (Sacco, 1893)

(pl. XXVII, fig. 6,7)

Conus (Rhizoconus) ponderosus var. III-Hoernes et Auinger (1879), p. 39, pl. V, fig. 6;
Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus (Sacco)-Kojumdgieva (1960), p. 214, pl. LI, fig. 1.

Cochilia pe care o avem, este identică cu cea figurată de Hoernes şi Auinger (1879) şi Kojumdgieva (1960). Specia este răspîndită în cadrul depozitelor badeniene din Paratethysul central.

Dimensiuni : înălţimea = 46 mm; lăţimea = 26 mm.

Institutul Geologic al României

TABEL

Speciile de moluște găsite în depozitele Badenianului superior de la Minișul de Sus (Zarand)

SPECIILE CITATE DE DIFERIȚI AUTORI LA MINIȘ DENUMIREA SPECIILOR	Nicorici Sagato-vici	Nicorici Sagato-vici (1970)	Nicorici (1963)	Lóczy (1875)
1	2	3	4	5
Clasis LAMELLIBRANCHIATA				
Nucula mayery Hörnes				+
Nucula (Nucula) nucleus (Linné)	+	+		
Anadara (Anadara) diluvii (Lamarck)	+	+	+	+
Anadara (Anadara) diluvii pertransversa Sacco	+	+		
Anadara (Anadara) turonica (Dujardin)	+	+		
Anadara mollensis elongata Schaffer				+
Barbatia (Barbatia) barbata (Linné)	+			
Arcopsis lactea Linné				+
Glycymeris (G.) pilosa deshayesi (Mayer)	+	+	+	+
Glycymeris (G.) obtusata (Partsch)	+	+		
Glycymeris sp.	+			
Limopsis p.	+	+		
Pina pectinata brocchi d'Orbigny	+	+		+
Pecten aduncus Eichwald	+	+		+
Flabellipecten besseri (Andrzejowsky)	+			
Flabellipecten leythajanus (Partsch)	+	+	+	+
Chlamys latissima nodosiformis Serres		+		+
Chlamys latissima (Brocchi)	+	+		
Chlamys elegans (Abdrzejowsky)	+	+	+	+
Chlamys elegans minisensis n. ssp.	+			
Chlamys malvinae Dubois				+
Chlamys seniensis lomnickii (Hilber)	+			
Chlamys multistriata (Poli)	+	+		+
Chlamys fasciculata (Millet)	+			
Chlamys tournali Serres			+	
Chlamys (Manupecten) lilli kneri (Hilber)	+	+		
Hinnites brussoni leufroyi Serres	+	+		
Spondylus crassicostata vindobonensis Sacco	+	+		
Anomia (Anomia) ephippium Linné	+	+		+
Anomia (Anomia) ephippium rugulostriata Bronn	+			
Anomia (Anomia) ephippium cylindrica Gmelin	+			
Anomia (Anomia) ephippium hörnesi Foresti	+			
Anomia (Anomia) rugosa Schaffer	+	+		+
Crassostrea gryphoides (Schlotheim)	+			
Crassostrea miocucullata (Schaffer)	+			
Ostrea (Ostrea) digitalina Dubois	+	+	+	+
Ostrea (Ostrea) lamellosa Brocchi	+	+	+	+
Ostrea (O.) lamellosa boblayei (Deshayes)	+			
Ostrea (O.) aff. *granensis* Fontannes	+			
Ostrea (O.) edulisadriatica Lamarck	+			
Ostrea fimbriata crassa Schaffer	+			
Pycnodonta cochlear Poli	+	+	+	+
Pycnodonta cochlear navicularis (Brocchi)	+	+	+	+
Pycnodonta leopolitana (Neidzwiedsky)	+			
Astarte (Goodalia) triangularis Montagu	+	+		
Cardita (Megacardita) jouanneti Basterot	+	+		+

Institutul Geologic al României

1	2	3	4	5
Cardita (Megacardita) jouanneti derlavicula Sacco	+	+		
Cardita (Cardiocardita) partschi Goldfuss	+	+		+
Isocardia subtransversa d'Orbigny	+	+		
Isocardia (Isocardia) cor (Linné)	+	+		+
Taras (Taras) rotundatus (Montagu)				+
Taras (Taras) trigonulus (Bronn.)	+	+		
Lucina (Linga) columbella (Lamarck)	+	+		+
Lucina (Dentilucina) michelottii Mayer	+	+		
Lucina (Myrtea) spinifera (Montagu)	+	+		
Codakia leonina Basterot	+	+		+
Loripes (Loripes) dujardini Deshayes	+	+	+	
Loripes dentatus Defrance	+	+		
Saxolucina (Megaxinus) bellardiana (Mayer)	+	+		
Saxolucina (Megaxinus) incrassata (Dubois)	+	+		+
Divaricella (Lucinella) ornata (Agassiz)	+	+	+	
Anodontia globulosa hörnea Desm.				+
Bornia (Bornia) cf. *hörnesi* Cossman — Peyrot	+	+		
Chama gryphoides Linné				+
Laevicardium (Laevicardium) cyprium (Brocchi)	+	+		
Laevicardium (Trachycardium) multicostatum miorotundatum (Sacco)	+	+	+	+
Laevicardium cf. *oblongum* Poli		+		
Cardium barrandei schafferi (Kautsky)	+	+	+	+
Cardium hians danubianum Mayer	+	+		+
Cardium hilberi (Andrusov) Zhizhchenko		+		
Cardium (Bucardium) cf. *hörnessianum* Grateloup	+	+		
Cardium papillosum Poli				+
Dosinia exoleta Linné	+	+		
Gouldia minima Montagu	+			+
Pitaria italica (Defrance)	+			+
Pitaria gauderndrofensis Schaffer			+	+
Pitaria (Cordiopsis) islandicoides (Lamarck)	+	+		
Pitaria (Paradione) erycinoides (Lamarck)	+	+		
Pitaria (Cordiopsis) brocchi suborbicularis Sacco	+	+		
Pitaria rudis (Poli)	+	+		
Chione (Clausinella) basteroti (Deshayes)	+	+		
Chione marginata Hörnes	+	+	+	
Chione subplicata d'Orb.				+
Timoclea (Timoclea) ovata (Pennant)	+	+		
Venus burdigalensis Mayer				+
Venus (Ventricola) multilamella Lamarck.	+	+		
Venus scalaris Bronn	+			+
Venus (Mioclausinella) vindobonensis Mayer	+	+		+
Venerupsis basteroti (Mayer)				+
Venerupsis (Amygdala) decussata Linné				+
Paphia (Paphia) sallomacensis Fisch.				+
Ervilia cf. *pussila* Philippi	+	+	+	+
Mactra cf. *corallina* (Linné)	+	+		
Mactra turoniensis Mayer				+
Spisula subtruncata triangula Renier				+
Lutraria (L.) lutaria jeffreysi (Gregorio)	+	+		
Lutraria (Psammophila) cf. *oblonga* Chemnitz	+	+		
Iphigenia lacunosa tumida Brocchi	+	+		
Psamobia uniradiata Brocchi				+
Tellina (Peronidia) planata Linné	+	+	+	+
Tellina (Moerella) donacina Linné	+	+	+	
Panopea menardi Deshayes	+	+		+

Institutul Geologic al României

1	2	3	4	5
Arcopagia crassa (Pennant)	+			
Corbula gibba Olivi	+		+	+
Corbula (Corbula) carinata deshayesi Sismunda	+	+	+	+
Corbula (Corbula) carinata Dujardin	+	+	+	
Corbula (Corbula) carinata hörnesi Bunden	+	+		
Corbula (Corbula) basteroti Hörnes	+	+		+
Corbula (Corbula) revoluta (Brocchi)	+			
Tugonia ornata Basterot				+
Pholadomya alpina Matheron	+	+		+
Thracia (Thracia) cf. *ventricosa* Philippi	+	+		
Clasis GASTEROPODA				
Calliostoma puberum Eichwald	+	+		
Gibbula biangulata Eichwald				+
Gibbula affinis Eichwald	+	+		
Gibbula buchi Dubois	+	+		+
Clanculus araonis tuberculatus Eichwald				+
Oxystele patula orientalis Cossman – Peyrot	+	+	+	+
Neritopsis moniliformis Grateloup				+
Neritina picta Férussac	+	+		+
Rissoina bruguierei vindobonensis Sacco	+	+		
Turitella biangulata Eichwald				+
Turritella bicarinata Eichwald	+	+	+	+
Turritela subangulata Brocchi	+	+		
Turritella subangulata polonica Friedberg	+	+		
Turritella turris taurolaevis Sacco		+		+
Turritella pythagoraica Hilber	+	+		
Turritella thetis erronea Cossmann	+			
Turritella benoisti Cossman – Peyrot	+			
Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis n. ssp.	+			
Turritella vermicularis sulcomarginalis Sacco	+	+		+
Vermetus arenarius Linné	+	+	+	+
Vermetus intorsus Lamarck	+			+
Tenagodes anguinus Linné	+	+		+
Cerithium crenatum procrenatum Sacco	+	+	+	+
Cerithium (Ptychocerithium) bronni (Partsch)	+	+	+	
Cerithium vulgatum Bruguière	+	+		
Cerithium vulgatum europaeum Mayer	+	+	+	+
Cerithium (Thericium) rubiginosum Eichwald	+	+	+	
Bittium reticulatum Costa	+			+
Bittium spina Partsch	+	+		
Pirenella gamlitzensis gamlitzenzis (Hilber)	+	+		
Potamides (Pirenella) nodosoplicatus Hörnes				+
Potamides (Pirenella) pictus Defrance	+	+	+	
Potamides (Pirenella) pictus mitralis Eichwald		+	+	
Potamides moravicus variabilis Friedberg	+	+		
Potamides (Terebralia) bidentatus lignitarum Eichwald	+	+	+	+
Scala (Fuscoscala) tenuicostata Michaud	+	+		
Calyptraea chinensis Linné	+	+		
Xenophora cf. *deshayesi* Michelotti	+	+		
Aporrhais pespelicani Linné	+	+		+
Strombus bonelli Brogniart	+	+		+
Strombus coronatus Defrance	+	+	+	+
Trona loisberdorfensis Schild.				+
Natica (Polynices) redempta Michelotti	+	+	+	+
Natica (Lunatia) catena helicina Brocchi	+	+		+

Institutul Geologic al României

1	2	3	4	5
Natica (Neverita) josephina olla Serres				+
Natica millepunctata Lamarck	+	+	+	+
Sigaretus striatus Serres	+	+		+
Cypraea (Zonaria) fabagina auctorum?	+	+		+
Cypraea (Zonaria) columbaria Lamarck				+
Schilderia cf. *exglobosa* Sacco	+	+		+
Schilderia badensis Schild.		+		
Pirula condita Brogniart	+			+
Pirula geometra Borson	+	+	+	+
Murex (Muricanthus) poliformis Eichwald	+	+		
Murex (Muricanthus) sedgwicki Michelotti				+
Murex sp.	+	+		
Vitularia linguabovis vindobonula Cossmann et Peyrot	+	+		+
Thais (Stramonita) exilis Partsch			+	+
Mitrella bronni Mayer				+
Columbella turonica Mayer				+
Nasa (Tritia) rosthorni Partsch	+	+		+
Nassa (Tritia) serraticosta Bronn.				+
Nassa (Tritia) cf. *inconstans* Hörnes – Auinger	+	+		
Nassa (Phrontis) dujardini schönni Hörnes – Auinger	+	+	+	+
Dorsanum nodosocostatum grundense Hörnes – Auinger				+
Fusus (Streptochetus) valenciennesi Grateloup	+	+		+
Eutriofusus burdigalensis Defrance				+
Ancilla glandiformis Lamarck	+	+	+	+
Ancilla obsoleta Brocchi			+	
Mitra (Pusia) ebenus Lamarck	+	+		
Voluta (Athleta) ficulina haueri Hörnes	+	+		
Terebra (Subula) fuscata Brocchi				+
Terebra (Subula) fuscata buiturica Moisescu	+	+		
Terebra basteroti Nyst	+	+		
Clavatula interrupta Brocchi	+	+		
Conus aldrowandi Brocchi				+
Conus (Chelyconus) fuscocingulatus Bronn.	+	+	+	+
Conus (Chelyconus) miovoslauensis Sacco			+	+
Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus Sacco	+	+		
Conus (Lithoconus) mercati miocaenicus Sacco	+	+	+	
Conus (Conolithus) antedeluvianus Bruguière	+	+		+
Conus (Conolithus) dujardini Deshayes	+			
Conus (Conolithus) dujardini breznae Hornes Auinger	+	+	+	+
Conus (Chelyconus) vindobonensis Partsch	+	+		
Ringicula (Ringiculina) auriculata Menard	+	+		
Cylichna cylindracea convoluta Brocchi	+	+		

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Báldi T. (1962) Glycymeris s. str. des europäischen Oligozäns und Miozäns. *Ann. Hist. Natur. Musei Nat. Hungarici*, 54, Budapest.

Bellardi L. (1872—1890) I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. I—VII, Pissa.

Cicha I., Seneš J. (1968) Sur la position du Miocène de la Paratéthys Centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. *Geologica Carpathica-Geol. Zborn. Slov. Akad. vied* XIX, 1, Bratislava.

— (1970) Stratigraphical Problems of the Miocene in Europe, edice Rozpravy Ustredniho ústavu geologického, 35, Praha.

Cossmann M. (1895—1925) Essais de Paléoconchologie comparés, 1—13, Paris.

— Peyrot A. (1915—1934) Conchologie néogènique de l'Aquitaine. Gastropoda. *Actes Soc. Lnn. de Bordeaux*, 69—86.

Csepreghy-Meznerics I. (1950) Die tortonische Fauna von Hidas. *Annales Inst. Geol. Hung.* 39, Budapest.

— (1954) Helvetische und tortonische Fauna aus dem östlichen Cserhátgebirge. *Annales Inst. Geol. Hung.* 41, Budapest.

— (1956) Die Molluskenfauna von Szob und Letkés. *Annales Inst. Geol. Hung.*, 45, Budapest.

— (1960) Pectinidés du Néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. *Mém. Soc. Géol. France.* XXXIX, 92, Paris.

Depéret Ch., Roman F. (1902—1912) Monographie des Pectinidés Neogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mém. Soc. Géol. France Paléont. Mem.*XI, 26, *nouv. sér.* X, Paris.

Dollfus G. F., Dautzenberg Ph. (1920) Conchyliologie du Miocène moyen du bassin de la Loire. *Mém. Soc. Géol. France. Paléont. Mém.* 27, Paris.

Dușa A. (1969) Stratigrafia depozitelor mezozoice și terțiare de la Căprioara-Coșteiu de Sus. Ed. Acad. R. S. România, București.

Florei N. (1961) Contribuții la cunoașterea faunei miocene de la Zorlențul Mare (Banat). *Stud. cerc. geol.*, 4, VI, Ed. Acad. București.

Friedberg W. (1906—1928) Mollusca miocaenica Poloniae et regionum vicinarum. I. Gastropoda. Krakow.

— (1934—1936) Mollusca miocaenica Poloniae. II. Lamellibranchia. Krakow.

Hörnes M. (1856) Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d.k.k. geol-R.A. I.Univalven.* III, Wien.

— (1870) Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d.k.k. geol. R.A. II. Bivalven.* IV, Wien.

Hoernes R., Auinger M. (1879—1891) Die Gastropoden des Meersablagerungen der I und II Miozänen Mediterran-Stufe. *Abh. d.k.k. R.A.* 12, Wien.

Kojumdgieva Em., Strachimirov B. (1960) Les fossiles de Bulgarie. VII — Tortonien. Sofia.

Korobkov I. A. (1951) Molliuski srednego miotena Marmaroșskoi vpadini Zakarpatia. Gostoptehizdat. Leningrad.

Iliescu O., Hinculov A., Hinculov Luciana (1968) Bazinul Mehadia. Studiul geologic și paleontologic. *Mem. Inst. Geol.* IX, București.

Institutul Geologic al României

Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia (1965) Contribuţii la cunoaşterea Miocenului superior din marginea nord-estică a bazinului Beiuş. *D.S. Inst. Geol. Rom.* LI/I, Bucureşti.

— (1970) Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crişului Alb şi al ramei Munţilor Codru şi Highiş. *Universitatea „Al. I. Cuza" Iaşi* (litografiat).

Lóczy L. (1875) Geologiai es paleontologiai tanulmanyok Aradmegybol. *Föld. Közl.* I—XII, Budapest.

— (1877) Néhány echinoidea a Fehér-Körös-Völgy neogén rétegeiből. Természetrajzi Füzetek I.

Macovei G. (1909) Bazinul terţiar de la Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* III, Bucureşti.

Marinescu I. (1961) Contribuţii la studiul faunei tortoniene din bazinul Bahna-Orşova. Gastropoda I. *Stud. cerc. geol.* VI, 3, Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.

Merklin R. L., Neveskaia L. A. (1955) Opredelitel dvustovorciatih molliuskov miotena Turkmenii i zapadnogo Kazahstana. *Tr. Paleont. Inst. Akad. Nauk S.S.S.R.* LXI, Moskva.

Moisescu G. (1955) Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmaţiene din regiunea Buituri. Ed. Acad. R.P. Române, Bucureşti.

Nicorici E. (1961) Contribuţii la cunoaşterea faunei tortoniene din nord-estul Munţilor Rez. *Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Geol. Geogr., ser.* II, 1, Cluj.

— (1963) Date noi asupra Tortonianului de la Miniş (bazinul Zarand). *Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Geol.-Geogr.* 2, Cluj.

— Sagatovici Alexandra (1970) Contribuţii la cunoaşterea faunei tortoniene de la Minişul de Sus (bazinul Zarand). *Bul. Soc. Şt. Geol. din R. S. România*, XII/1, Bucureşti.

— Gherasim A. (1971) Prezenţa Badenianului superior fosilifer la Gura Riului (Sibiu). *Stud. Comun. St. Natur. Muz. Brukenthal*, Sibiu.

Niţulescu O. (1933) Studiul dezvoltării ontogenetice al cochiliei Turritella subangulata Brocchi var. spirata Bronn. *Rev. Muz. geol. min. al Univ. din Cluj*, V, 1, Cluj.

Paucă M. (1936) Le bassin néogène de Beiuş. *An. Inst. Geol.* XVII, Bucureşti.

— (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII, Bucureşti.

Popescu Gh. (1970) Planktonic foraminiferal zonation in the Dej tuff complex. *Rev. Roum. Geol.* 14, 2, Ed. Acad., Bucureşti.

Rado G., Tudor M. (1969) Correlation du Tortonien des Synclinaux de Slănic, Drajna et Melicești avec d'autres bassins de la Paratethys. *Colloquium sur le Néogène*, Budapest.

Răileanu Gr., Negulescu V. (1964) Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei şi bazinul Petroşani. *An. Com. Geol.* XXXIV, I, Bucureşti.

Robba E. (1968) Molluschi del Tortoniano-tipo (Piemonte). *Riv. Ital. Paleont.* 74, 2, Milano.

Roger J. (1939) Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe et des regions voisines. *Mem. Soc. Geol. France*, 40, Paris.

Sacco F. (1890—1904) I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. VII—XXX, Torino.

Schaffer F. X. (1910—1912) Das Miozän von Eggenburg. *Abh. d.k.k. geol. R.A.*, 22, Wien.

Seneš J. (1964) Faunisticka analyza paratetydneho miocenu (Mollusca). *Sb. Geol. vied. Zapadne Karpaty. rad.* ZK-2. Bratislava.

Institutul Geologic al României

Sieber R. (1955) Systematische Übersicht der Jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. *Ann. des Naturhist. Mus. in Wien.*, Wien.

— (1958) Systematische Übersicht des Jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. *Ann. des Naturhis. Mus. in Wien*, 62, Wien.

Steininger F., Čtyroký P., Ondrejičková A., Seneš J. (1971) Die Mollusken der Eggenburger Schichtengruppe. Schichtengruppe und ihr stratotypus. *Slovenska Akademia vied.* Bratislava.

Strausz L. (1955) Mittelmiozäne Cerithien Transdanubiens. *Föld. Int. Evkönyve* XLIII, I, Budapest.

— (1966) Die Miozän-Mediterranen Gastropoden Ungars. *Akademiai kiado.* Budapest.

INDEXUL ALFABETIC AL SPECIILOR DESCRISE

LAMELLIBRANCHIATA

Anadara diluvii Lamarck, pag. 124
Anadara diluvii pertransversa Sacco 124
Anadara turonica Dujardin 124
Anomia ephippium ornata Schaffer 140
Anomia ephippium rugulostriata Bronn 141
Anomia ephippium cylindrica Gmelin 141
Anomia ephippium hörnesi Foresti 141
Arcopagia crassa Penn. 159
Barbatia barbata Linné 125
Bucardium hians danubianum Mayer 153
Bucardium cf. *hörnesianum* Grateloup 153
Cardita partschi Goldfuss 147
Cardita jouanneti Basterot 147
Cardita jouanneti dertavicula Sacco 147, 148
Cardium barrandei schafferi Kautsky 152
Cardium papillosum Poli 152
Cardium sp. 152, 153
Chione basteroti Deshayes 155
Chlamys elegans Andrzejowsky 130
Chlamys elegans minisensis n. ssp. 131
Chlamys seniensis lomnickii Hilber 132
Chlamys multistriata Poli 133, 134
Chlamys fasciculata Millet 135
Chlamys lilli kneri Hilber 135, 136
Chlamys latissima Brochi 136, 137
Codakia cf. *leonina* Basterot 149
Corbula carinata deshayesi Sismonda 160
Corbula carinata hörnesi Beneden 160
Corbula revoluta Brocchi 160, 161
Crassostrea gryphoides Schlotheim 142

Institutul Geologic al României

Crassostrea miocucullata Schaffer 142
Divalinga ornata Agassiz 151
Dosinia exoleta Linné 153
Ervilia cf. *pusilla* Philippi 156
Flabellipecten leythayanus (Partsch) 128
Flabellipecten besseri Andrzejowsky 129
Glycymeris pilosa deshayesi Mayer 125
Glycymeris obtusata (Partsch) 125 ,126
Glycymeris sp. 126
Hinnites brussoni leufroyi De Serres 137, 138, 139
Iphigenia lacunosa tumida Brocchi 157, 158
Isocardia cor Linné 148
cf. *Isocardia* sp. 148
Laevicardium multicostatum miorotundatum Sacco 151
cf. *Limopsis* sp. 126
Loripes dujardini Deshayes 150
Loripes dentatus Defrance 150
Lucina columbella Lamarck 149
Lucina spinifera Montagu 149
Lucina mischelotti Mayer 149
Lutraria lutraria jeffreysi Gregor. 157
Mactra sp. 157
Nucula nucleus Linné 124
Ostrea lamellosa Brocchi 143
Ostrea lamellosa boblayei Deshayes 143, 144
Ostrea digitalina Dubois 144
Ostrea aff. *granensis* Fontannes 144, 145
Ostrea edulis adriatica Lamarck 145
Ostrea fimbriata crassa Schaffer 145, 146
Panopea menardi Deshayes 159
Pecten aduncus Eichwald 127
Pholadomya alpina Matheron 161
Pitaria islandicoides Lamarck 154
Pitaria brocchi suborbicularis Sacco 154
Pitaria erycinoides Lamarck 155
Pycnodonta cochlear navicularis Brocchi 146
Pycnodonta leopolitana Neidzu. 146
Saxolucina bellardiana Mayer 150
Saxolucina incrassata Dubois 150, 151
Spondylus crassicostata vindobonensis Sacco 140
Taras rotundatus Montagu 148
Tellina donacina Linné 158
Tellina planata Linné 159
Timoclea ovata Pennant 156
Venus multilamella Lamarck 156
Venus vindobonensis Mayer 156

Institutul Geologic al României

GASTROPODA

Ancilla glandiformis Lamarck 173
Calyptraea chinensis Linné 168
Cerithium vulgatum Bruguière 165
Cerithium vulgatum europaeum Mayer 165, 166
Cerithium crenatum procrenatum Sacco 166, 167
Cerithium bronni (Partsch) 167
Cerithium aff. *rubiginosum* Eichw. 167
Clavatula interrupta Brocchi 174
Conus dujardini Deshayes 175
Conus dujardini brezinae Hoernes et Auinger 175
Conus mercati miocaenicus Sacco 175
Conus fuscocingulatus (Bronn) 176
Conus vindobonensis (Partsch) 176
Conus ponderosus ponderoaustriacus Sacco 176
Cypraea fabagina auct. 170
Fusus valenciennesi Grateloup 173
Gibbula buchi Dubois 161
Mitra ebenus Lamarck 173
Murex pomiformis Eichwald 171, 172
Nassa rosthorni (Partsch) 172
Natica catena helicina Brocchi 169
Natica redempta Michelotti 170
Natica josephini olla Serres 170
Oxystele patula orientalis Cossmann et Peyrot 162
Pirula geometra Borson 171
Potamides moravicus variabilis Friedb. 167
Potamides bidentatus lignitarum Eichw. 168
Sigaretus striatus Serres 170
Strombus coronatus Defrance 169
Terebra basteroti Nyst 174
Terebra fuscata buiturica Moisescu 174
Turritella subangulata spirata Brocchi 162
Turritella subangulata polonica Friedberg 162, 163
Turritella thetis erronea Cossmann 163
Turritella benoisti Cossm. et Peyrot 163
Turritella vermicularis sulcomarginalis Sacco 164
Turritella pythagoraica Hilber 164
Turritella varicosa minisensis n. ssp. 164, 165
Vitularia lingua-bovis vindobonula Coss.-Peyr. 172
Xenophora cf. *deshayesi* Michelotti 169

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ÉTUDE DE LA FAUNE DU BADÉNIEN SUPÉRIEUR DE MINIȘUL DE SUS (BASSIN DE ZARAND)

(Résumé)

Le présent ouvrage se propose de faire mieux connaître la faune badénienne de Minișul de Sus et de Minișel, localités situées dans la partie SW du bassin de Zarand (district d'Arad) (fig. 1, 2).

La faune de Minișul de Sus et de Minișel est cantonnée dans l'horizon calcareux-organogène du Badénien (pl. XXVIII) et se développe en conditions spécifiques à la formation de certains dépôts de calcaires de type Leitha.

La plupart des restes fossiles de ces dépôts sont des lamellibranches et gastropodes, la prédominance comme espèces et individus revenant aux premiers. Ceux-ci sont représentatés par des Ostreidés et des Pectinidés qui dans certains niveaux constituent des lumachelles. L'inventaire faunique de ce gisement fossilifère, mis en évidence déjà par Lóczy (1875) a été récememnt revisé et complété par Nicorici et Sagatovici (1970) qui ajoutent de nouvelles espèces de lamellibranches et de gastropodes, ainsi que deux sous-espèces nouvelles : *Turritella (Torculoidella) varicosa minisensis* et *Chlamys elegans minisensis*, si bien que le total des mollusques de ces dépôts est de 202 espèces dont 141 lamellibranches et 88 gastropodes (tab. 1). Les plus fréquents mollusques rencontrés sont : *Pecten aduncus*, Eichwald, *Flabellipecten leythajanus* (Partsch), *F. besseri* (Andrzejowsky). *Ostrea digitalina* Dub., *O. lamellosa boblayei* (Deshayes), *Cardium barrandei schafferi* (Kautsky), *Pitaria islandicoides* (Lamarck), *Tellina planata* Linné, *Oxystele patula orientalis* Cossmann-Peyrot, *Strombus coronatus* Defrance, *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco, *Potamides bidentatus lignitarum* Eichwald, *Turritella benoisti* Cossmann, *Conus fuscocingulatus* Bronn. etc.

Le matériel paléontologique est conservé de manières différentes. Nombre de formes à coquilles résistantes sont complètes, montrant tous leurs caractères, alors que d'autres ne se trouvent que sous forme de moules.

Outre les mollusques, les calcaires organogènes de Minișul de Sus et de Minișel abritent aussi une intéressante faune d'échinides avec les espèces suivantes : *Prionechimus felmenesensis* Lambert-Thyery, *P. loczy* Lambert-Thyery, *Amphidetus intermedius* (Lóczy), *Clypeaster felmenesensis* Vadàsz, *C. acuminatus robustus* Vadász, *C. altus* (Klein), *Scutella vindobonensis* Laube, *Schizaster eventiensis* Lambert, S. *karreri* Laube, *S. hungaricus* Laube, *Echinolampas hemisphaericus* Lamarck. De cette faune les premières cinq formes, dont le lieu type est à Minișul de Sus, n'ont pas été rencontrées ailleurs. Malheuresement, il paraît que leurs holotypes qui se trouvaient au

Institutul Geologic al României

Mussée de Budapest sont considérés disparus. Pour cause, la description de quelques néotypes s'impose-t-elle, d'autant plus qu'il y en a qui apparaissent dans les dépôts du Badénien supérieur d'autres régions (Hongrie, Autriche, partie occidentale de l'Ukraïne). Nous signalons dans ces dépôts la présence des bryozoaires : *Cellepora* et *Tubulipora*, indiqués déjà par L ó c z y (1875). Du matériel que nous avons récolté G i u r c ă a identifié : *Calpensia gracilis* R e u s s, *Membranipora* sp., *Holoporella globularis* B r o n n. L ó c z y signale aussi la présence des polypiers : *Solenastrea* sp. et *Porites* sp. auxquels nous ajoutons : *Goniastraea* sp. et cf. *Tarbelastraea* sp., identifiés par Ş u r a r u. N i c o r i c i a identifié 15 espèces de foraminifères dont : *Elphidium crispum* (L i n n é), *Asterigerina planorbis* d ' O r b., *Borelis melo* F i c h t e l-M o l l, *Cancris brogniarti* d' O r b., *Ammonia beccari* (L i n n é).

L'analyse des éléments lithofaciaux et paléoécologiques révèle que l'association de Minişul de Sus est représentée par des organismes ayant vécu en conditions d'une zone littorale-néritique. A en juger d'après la grande quantité d'algues calcaires (*Lithothamnium*), la présence des polypiers coloniaux et de quelques espèces de mollusques et d'échinides qui ont vécu à une profondeur de tout au plus 30—40 m (*Chlamys, Ostrea, Anomia*), on est à même de supposer que durant la sédimentation de l'horizon calcaire fossilifère la profondeur de la mer dans ce secteur variait de 10 à 50 m. La salinité de l'eau était normale, de type polyhalin, comme l'atteste les polypiers et les échinides, formes par excellence sténohalines, ainsi que la présence en abondance de quelques mollusques particulièrement sensibles aux variations de salinité tels : *Nucula, Chlamys, Flabellipecten, Anadara, Glycymeris, Turritella, Strombus*, etc.

Les aspects paléoécologiques de l'association examinée révèlent un régime de gaz et un PH normaux des eaux, ainsi qu'une température qui indique un climat de type subtropical.

Les observations effectuées nous portent à conclure que l'association fossile mentionnée représente un biofaciès où tous les organismes revenaient à la même communauté écologique.

La distribution stratigraphique des restes de mollusques du Badénien supérieur nous conduit à deux catégories de fosilles : cosmopolites, largement répandues dans le Miocène, et à des formes nouvelles caractéristiques pour le Badénien. De nombreuses formes abondantes dans les dépôts badéniens de la Paratéthys centrale sont connues dès l'Egérien ou l'Eggenburgien, de l'Ottnangien ou du Carpatien (pl. XXIX).

Les calcaires organogènes de Minişul de Sus contiennent les formes caractéristiques aux dépôts badéniens suivantes : *Flabellipecten ieythajanus, Flabellipecten besseri, Pecten aduncus, Chlamys elegans, Cardium barrandei schafferi, Codakia leonina, Venus vindobonensis, Gibbula buchi, Conus dujardini brezinae, Conus fuscocingulatus* etc.

Bien qu'en nombre réduit d'espèce, par rapport au reste de l'association représentée par des espèces moins significatives au point de vue stratigraphique, la présence des formes caractéristiques citées atteste à coup sûr l'âge badénien supérieur des dépôts qui les contiennent. Par ailleurs aussi le reste des organismes de l'association fossilifère de Miniş-Minişel comme les échinides, les foraminifères et les bryozoaires représentent dans la plupart des cas des faunes typiques pour le Badénien supérieur développé sous faciès calcaire de type Leitha.

La corrélation des dépôts badéniens supérieurs de cette région avec des dépôts similaires de la Roumanie et particulièrement avec ceux des régions occidentales est aiséments réalisable à partir tant de critères paléontologiques que faciaux (fig. 3).

Dans tous les bassins néogènes occidentaux des Monts Apuseni, les dépôts badéniens supérieurs présentent un caractère trangressif reposant soit sur des dépôts du Badénien inférieur soit directement sur le soubassement cristallin.

Ces dépôts fossilifères, formés en conditions d'une mer à salinité normale, sont surmontés en continuité de sédimentation par des dépôts buglowiens, contenant une faune de passage et montrant un caractère régressif.

Institutul Geologic al României

Quant à la nouvelle nomenclature stratigraphique du Néogène de la Paratéthys centrale proposée aux réunions internationales ces dernières années et adoptée par la plupart des géologues, nous voudrions souligner qu'à l'origine de ces propositions réside la nonconcordance observée entre l'échelle biostratigraphique et celle chronostratigraphique de la Paratéthys centrale d'une part, et de la Méditerrané et l'Atlantique d'autre part (fig. 4). Ce désaccord mis surtout en évidence par des études microfauniques a imposé aux géologues de l'Europe centrale et particulièrement de l'Europe orientale d'abandonner pour le moment l'échelle chronostratigraphique classique utilisée jusqu'à présent et de créer à partir de critères biostratigraphiques rigoureux de nouvelles unités géochronologiques et chronostratigraphiques à caractère régional, valables pour la Paratéthys centrale. Aussi des noms communs : Egérien, Eggenburgien, Ottnangien, Carpatien, et Badénien furent-ils créés.

Le terme de Badénien (K a p o u n e k , P a p p , T u r n o v s k y , 1960) a été proposé pour désigner les dépôts connus auparavant sous le nom de Tortonien. Il contient les dépôts formés à partir de l'apparition de la faune à *Preorbulina-Orbulina* jusqu'au Sarmatien. A son tour le Badénien (M_4) a été divisé en deux : Badénien inférieur ou „Série de Lanzendorf" ($M_{4a,b}$- C i c h a - T e j k a l , 1965) qui substitue le terme de Tortonien inférieur et correspond aux couches à *Preorbulina-Orbulina* suturalis et le Badénien supérieur ou „Série Devin" ($M_{4c,d}$), qui substitue le Tortonien supérieur et correspond à la zone à *Globigerina nepenthes*. Dans la région de Miniș-Minișel les dépôts fossilifères reviennent justement à cette partie supérieure du Badénien, fait attesté tant par leur contenu paléontologique que par la continuité de sédimentation avec les couches sarmantiennes.

Dans l'ouvrage sont décrites et figurées différentes espèces de lamellibranches et de gastropodes prélevés des dépôts badéniens de Minișul de Sus et de Minișel.

Nous faisons sommairement ci-après des remarques sur quelques espèces de lamellibranches et de gastéropodes et la description des deux sous-espèces nouvelles.

Pecten aduncus E i c h w a l d
(pl. I, fig. 14—17)

Les espaces intercostaux de la valve droite des exemplaires de Miniș présentent des zones d'accroissement concentriques. Les oreillettes de la valve droite sont égales, de grandeur moyenne, dépourvues de l'ornamentation spécifique. La valve gauche présente 13 côtés arrondies, séparées par des intervalles un peu plus larges que les côtes dont le fond est presque plat et muni de stries d'accroissements fines concentriques. Les espaces intercotidaux marginaux peuvent présenter de 2 à 3 sillons fins longitudinaux. Les oreillettes de la valve gauche sont égales et ornées de fins sillons longitudinaux.

La forme de *Pecten aduncus* répandue dans la région de la Paratéthys centrale présente des affinités pour *P. praebenedictus* T o u r n o u e r , dont elle se distingue cependant par la présence d'une côte supplémentaire sur la valve gauche. La forme figurée par H ö r n e s , 1870 (pl. LIX, fig. 7—9) sous le nom de *P. aduncus* est en realité *P. praebenedictus*.

Flabellipecten besseri (A n d r z e j o w s k y)
(pl. II, fig. 1—6)

Cette espèce approche sensiblement de *Flabellipecten leythajanus* dont elle se distingue cependant par un nombre réduit de côtes (19 à *F. besseri*, 21—22 à *F. leythajanus*), par les espaces intercotidaux un peu plus larges, par les côtes plus arrondies et par une convexité des valves un peu plus marquée.

Institutul Geologic al României

Flabellipecten besseri approche aussi de *F. solarium* (L a m a r c k) dont il se distingue, tout particulièrement, par l'absence des côtes rayonnantes des oreillettes.

Cette espèce décrite de la Podolie, a été ensuite identifiée dans tous les dépôts badéniens de la Paratéthys centrale. La forme figurée par M. H ö r n e s (pl. LXII, pl. LXIII, fig. 1—5) comme *Pecten besseri*, ne peut être intégrée dans la description originale des formes provenues de la Podolie ; elle s'en distingue par la présence sur les oreillettes de la valve gauche de quelques costules longitudinales qui font défaut chez *F. besseri* et par un plus grand nombre de côtes. L'espèce figurée par H ö r n e s est en réalité *F. solarium* L a m a r c k.

Chlamys elegans (A n d r z e j o w s k y)
(pl. IV, fig. 4—7, pl. V, fig. 1—6, pl. VI, fig. 1, 2a)

Chlamys elegans est une espèce répandue dans les dépôts badéniens de la Paratéthys. Des formes développées dans les bioprovinces méditérranéenne et atlantique, il approche de *Ch. scabrella* (= *seniensi*) et *Ch. bollensis*, dont il se distingue par la convexité inégale des deux valves, par les côtes plus nombreuses et par l'ornementation secondaire. Nous ne saurions être d'accord avec K o r o b k o v (1951), qui considère *Ch. elegans* comme une sous-espèce de *Ch. seniensis* (= *scabrella*). Toutes les variétés de *Ch. seniensis* (*lomnickii, niedzwiedzkii*) se distinguent de *Ch. elegans* par des côtes plus nombreuses, de 15—22, alors que *Ch. elegans* ne possède que tout au plus 13 et le plus fréquemment 12, comme tous les exemplaires de Minişul de Sus laissent voir.

Chlamys elegans minisensis n. ssp.
(pl. VI, fig. 3—8)

Holotype : pl. VI, fig. 3.

Derivatio nominis : d'après la localité de Miniş.

Stratum tipicum : horizon des calcaires organogènes de type Leitha de Minişul de Sus.

Locus typicus : calcaire organogène de Dealul Bisericii.

Nous avons récolté à Minişul de Sus une seule forme qui se distingue de l'espèce type par quelques traits particuliers de l'ornementation, fait qui nous a porté à la considérer une variété nouvelle.

Valve équilatérale, légèrement convexe, munie de 11 côtes rayonnantes. Côtes tranchantes à leur partie supérieure, contrairement à celles de *Ch. elegans* chez lequel elles sont arrondies, et pour cause ne montrent ni les costules si caractéristiques de l'espèce type. Les côtes autant que les intervalles intercotidaux sont ornés de lamelles concentriques ordonnées à des distances égales. Contrairement aux lamelles concentriques de *Ch. elegans* chez lequel sur les espaces intercotidaux elles sont presque rectilignes, alors qu'entre les costules des côtes elles s'incurvent vers le crochet, la forme décrite présente des lamelles concentriques, sur les espaces intercotidaux et sur les côtes, qui s'incurvent vers le bord palléal.

Dimensions : diamètre umbono-palléal de 25 mm ; diamètre antéro-postérieur de 24 mm ; convexité de 6,5 mm.

Chlamys seniensis lomnickii (H i l b e r)
(pl. VII, fig. 1—6)

Dans la littérature paléontologique cette espèce est indiquée sous deux noms : *scabrella* et *seniensis*, nous venant de L a m a r c k (1819) pour des exemplaires provenus d'Italie. R o g e r en 1939 a montré qu'entre les holotypes des deux espèces il n'y a que des diffé-

Institutul Geologic al României

rences individuelles insignifiantes, ceux-ci revenant à la même espèce. Respectant le principe de la priorité, le nom usuel devrait être *seniensis*, étant le premier. Etant donné que le nom de *scabrella* est largement connu, surtout en France et en Italie, Roger propose de l'utiliser plus loin. En Europe centrale l'espèce a été rencontrée dans les dépôts badéniens. Friedberg, Korobkov, Kojumdgieva, Tejkal, utilisent le nom de *seniensis*, et Csepreghy-Meznerics celui de *scabrella*. Nous avons adopté, conformément au principe de la priorité, le nom de *seniensis*. *Ch. seniensis lomnickii* a été décrit des dépôts tortoniens de la Galice par Hilber sous le nom de *Pecten lomnickii*. Ultérieurement Friedberg (1907) décrit cette même forme sous le nom de *Pecten romani*, pour revenir plus tard et la considérer une variété de *Ch. seniensis*.

Chlamys multistriata Poli
(pl. VII, fig. 7—9; pl. VIII, fig. 1—9; pl. IX, fig. 2—4)

Chlamys multistriata étant une forme variable surtout en ce qui concerne la costulation a conduit certains auteurs à créer des espèces nouvelles telles: *Ch. tauroperstriata* Sacco, *Pecten gloriamaris* Dubois. Roger (1939) mentionne que les caractères morphologiques qui ont conduit à la séparation de ces espèces ou sous-espèces ne sont pas constants et qu'en réalité il s'agit de *Ch. multistriata*.

Parmi les espèces qui apparaissent dans la Paratéthys centrale et qui approchent de *Ch. multistriata* nous mentionnons: *Ch. varia* Linné, qui présente cependant un nombre réduit de côtes rayonnantes, constamment égales et non divisées.

Les exemplaires de Minișul de Sus approchent sensiblement de *Ch. multistriata tauroperstriata* Sacco, par le caractére des côtes.

Chlamys fasciculata (Millet)
(pl. X, fig. 4—6)

Cette espèce présente quelques variétés, dont on remarque les formes provenues des calcaires de Leitha du bassin de Vienne figurées par Hörnes (1870) sous le nom de *Pecten reussi*. Cette forme est de plus grande taille que l'espèce type provenue des falunes helvétiennes du bassin de la Loire (France). *Ch. fasciculata* approche également de *Ch. pes-felis* Linné, dont il descend probablement, et de *Ch. aldrovandi* Defrance, *Ch. puymoriae* Millet-Friedberg, qui ne sont cependant répandus que dans les domaines méditérranéen et atlantique.

Chlamys latissima Brocchi
(pl. IX, fig. 1)

Une intéressante variété de *latissima* s'individualise dans la Paratéthys centrale connue sous le nom de *Ch. latissima nodosiformis* (De Serres). Cette variété se fait distinguer par une convexité plus marquée des deux valves bombées de manière presque égale. L'ornementation rayonnante est mieux développée que chez *Ch. latissima*, les costules moins nombreuses apparaissent plutôt sur les côtes que dans les intervalles intercotidaux; les côtes de la valve gauche présentent des nodules caractéristiques.

Les exemplaires prélevés à Minișul de Sus appartiennent à la forme type de *Ch. latissima*. Ils sont faiblement bombés, sans nodules et les costules apparaissent surtout dans les intervalles intercotidaux, traits qui les approchent mieux de la variété prélevée des dépôts helvétiens d'Italie notamment: *Ch. latissima giboplana* Sacco.

Institutul Geologic al României

Hinnites brussoni leufroyi De Serres
(pl. X, fig. 7; pl. XI, fig. 1—4)

Les opinions sont partagées au sujet de la répartition de ces espèces au genre *Chlamys* ou *Hinnites*. Il y a des auteurs (Roger, Csepreghy-Meznerics) qui, à partir de la forme de la coquille jeune, quand l'animal n'était pas fixé, considèrent que les formes reviennent au genre *Chlamys*. La plupart des auteurs portent l'accent sur les particularités morphologiques des exemplaires adultes, considérant la phase juvenille comme phase d'évolution du groupe, importante au point de vue phylogénétique (Cossmann, Peyrot, 1914). Réellement, *Hinnites* à l'état adulte s'écarte considérablement des Pectinidés, surtout par la forme des empreintes musculaires et palléales, par la charnière, le mode de vie; aussi estimons-nous d'attribuer l'espèce examinée au genre *Hinnites*.

Cardium sp.
(pl. XIX, fig. 10—11)

Nous posédons 9 valves de Cardiides que pour le moment nous ne saurions attribuer avec certitude à une certaine espèce. Les valves de forme subarrondie convexe, portent un crochet central, bien développé et incurvé vers le plateau cardinal. Leur ornementation est formée de 17—18 côtes rayonnantes, lisses, avec la partie supérieure arrondie. Les espaces intercotidaux, tout aussi larges que les côtes, en section légèrement convexes, au milieu, et excavés vers les bords, sont également lisses.

Dimensions: d.u.p. = 20 mm; d.a.p. = 20 mm; convex. = 7 mm.

Vu l'aspect et le nombre des côtes, les exemplaires examinés présentent des affinitées pour *Cardium* (*Acanthocardia*) *moeschanum* Mayer (Schaffer, pl. XXIX, fig. 12), dont ils se distinguent étant de plus petite taille et à coquille plus arrondie.

Iphigenia lacunosa tumida Brocchi
(pl. XXII, fig. 3—6, pl. XXIII, fig. 2, 3)

L'espèce présentant des formes très variées a permis la séparation de plusieurs variétés telles: *I. lacunosa tumida*, *I. lacunosa bronniana* (De Greg), *I. lacunosa taurotrigona* Sacco. Il y a des auteurs (Cossmann-Peyrot, p. 270), qui considèrent que la séparation de ces variétés n'est pas justifiée. En tout cas *I. lacunosa tumida*, la forme la plus citée au Miocène de la Paratéthys, ne se distingue franchement de *I. lacunosa* que par le contour des valves qui est plus équilatéral. Des exemplaires prélevés seul celui figuré pl. XXIII, fig. 2, 3 s'éloigne un peu du reste des exemplaires qui correspondent rigoureusement à *I. lacunosa tumida*, sa partie antérieure étant plus allongée et plus étroite.

Turritela (*Torculoidella*) *varicosa minisensis* n. ssp.
(pl. XXIII, fig. 21—23)

Holotype: pl. XXIII, fig. 23.

Derivatio nominis: nom donné d'après la localité de Miniş.

Stratum typicum: horizon des calcaires organogènes du Badénien supérieur de Minişul de Sus.

Locus typicus: calcaire organogène de Dealul Bisericii.

Diagnose: nous avons deux exemplaires incomplets formés de 10—12 tours de spire séparés par une suture peu excavée, oblique. L'ornementation des tours de spire est formée par trois côtes spiralées, dont celle moyenne plus développée. Les côtes spiralées sont munies de tubercules caractéristiques. La côte médiane du dernier tour de spire compte 20 tuber-

Institutul Geologic al României

cules. Entre les côtes spiralées noduleuses se trouvent 7—9 stries lisses, séparées par des sillons étroits.

Dimensions :hauteur du dernier tour = 7 mm;
largeur du dernier tour = 12,5 mm;
hauteur de l'antépénultième tour = 5 mm;
largeur de l'antépénultième tour = 10,5 mm.

Rapports et différences : vu ces caractères morphologiques la forme est attribuable à l'espèce *Turritella varicosa* Brocchi qui se caractérise par des côtes noduleuses, séparées par des stries spiralées fines. Les exemplaires examinés se distinguent de *T. varicosa* du fait que sur chaque tour de spire se trouvent constamment 3 côtes noduleuses dont celle moyenne plus dévelopée, trait qui n'apparait pas chez *T. varicosa*.

Sacco (1895) a séparé plusieurs variétés de cette expèce, prélevées des dépôts tortoniens du N d'Italie. L'exemplaire de Minișul de Sus approche le mieux de la variété *Turritella varicosa percingulata* Sacco (Sacco, vol. XIX, p. 29, pl. III, fig. 4), qui possède cependant plusieurs côtes spiralées noduleuses que les exemplaires décrits.

L'holotype de cette espèce se trouve dans la Collection de Stratigraphie du Bassin de Transylvanie, auprès de la chaire de Géologie-Paléontologie de l'Université de Cluj, no. d'inventaire : 16388.

Cerithium crenatum procrenatum Sacco
(pl. XXIV, fig. 4, 5 a, 5b)

De l'espèce type cette varieté se distingue du fait qu'elle ne possède que 3 côtes spiralées noduleuses, alors que *C. crenatum* porte 4 voire même 5 côtes. Les nodules de *C. crenatum procrenatum* sont toujours à contour arrondi, alors que chez *C. crenatum* peuvent apparaître des nodules à contour quadratique comme Strausz (1955) mentionne. Chez *C. crenatum* la côte spiralée supérieure est plus large et moins noduleuse, tandis que chez les formes de Minișul de Sus cette côte spiralée est moins large que les deux autres et munie de nodules bien distincts.

Malgré ces distinctions de l'ornementation l'approchement des deux formes ne saurait être contesté. Entre les deux formes on a séparé une variété de passage : *C. crenatum communicatum* Sieber, qui est très proche des exemplaires de Minișul de Sus. Il y a lieu de remarquer que le passage de *C. crenatum procrenatum* à *C. crenatum communicatum* est insensible si bien que leur séparation est extrêmement difficile. Toutefois la variété *procrenatum* s'individualise par sa côte moyenne plus proéminente et avec des nodules légèrement acuminés. Aussi avons nous attribué les exemplaires examinés à *C. crenatum procrenatum*. Une autre particularité des formes adultes de Minișul de Sus est la présence constante dans les deux sillons qui séparent les côtes spiralées noduleuses de deux côtes spiralées minces (pl. XXIX, fig. 5a, 5b).

Murex (*Muricanthus*) *pomiformis* Eichwald
(pl. XXV, fig. 18—22)

Forme qui approche de *M. turonensis pontileviensis* Tournouer et de *M. rudis sedwichi* Michelotti, dont elle se distingue du fait qu'aux points d'intersection des côtes transversales et longitudinales n'apparaissent pas des épines.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche XXVIII

Colonnes stratigraphiques à travers l'horizon calcareux organogène (Badénien supérieur) de Minişul de Sus et de Minişel.

Planche XXIX

Distribution stratigraphique des principales espèces de mollusques à Minişul de Sus, dans les unités chronostratigraphiques de la Paratéthys centrale.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

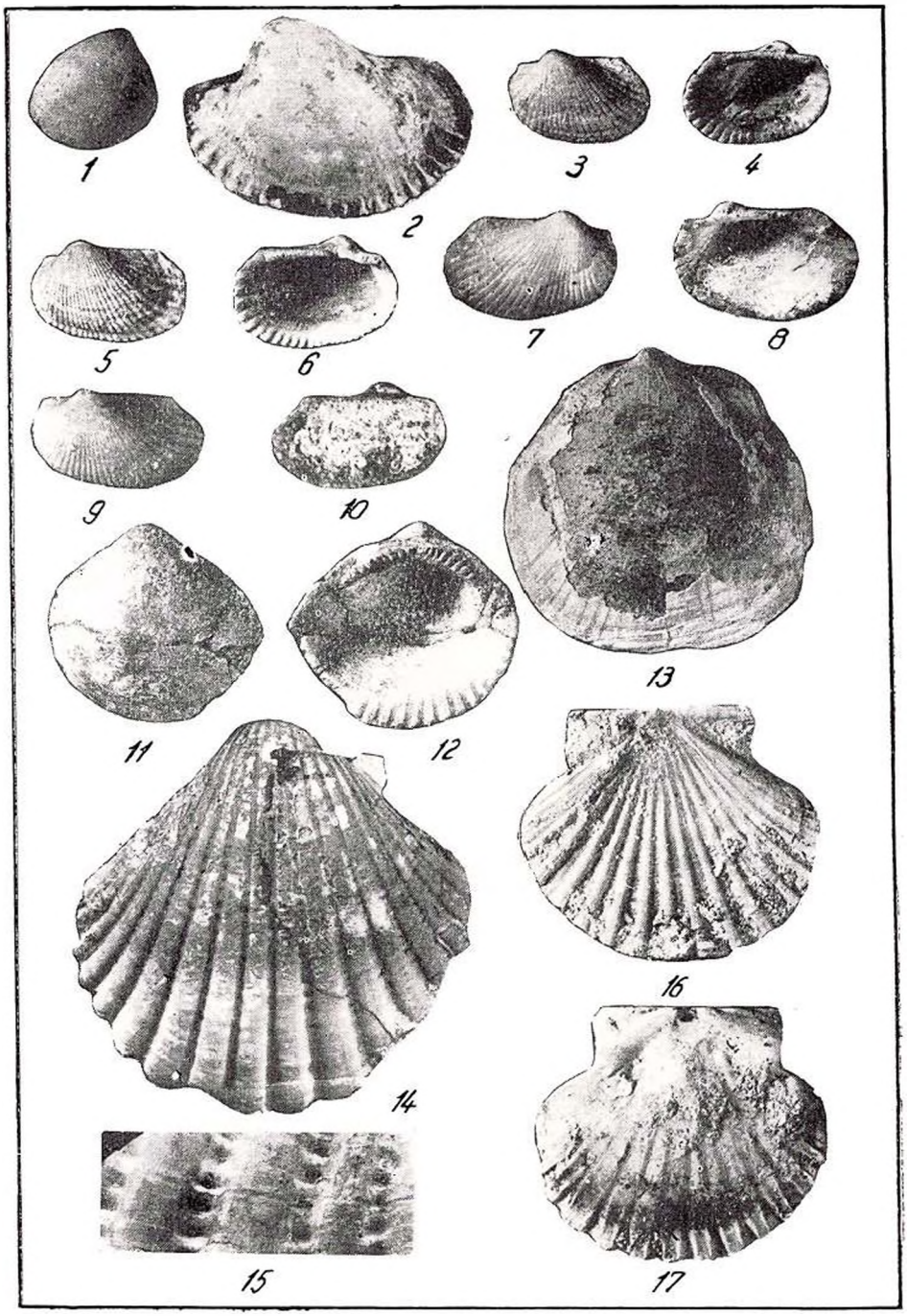
Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — *Nucula (Nucula) nucleus* (L i n n é). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 2. — *Anadara (Anadara) diluvii* (L a m a r c k). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 3—6. — *Anadara (Anadara) diluvii pertransversa* S a c c o. Badenian superior. Minișul de Sus. × 1,5.
Fig. 7—10. — *Anadara (Anadara) turonica* (D u j a r d i n). Badenian superior. Minișul de Sus. × 1,5.
Fig. 11, 12. — *Glycymeris (Glycymeris) obtusata* (P a r t s c h in H ö r n e s). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 13. — cf. *Limopsis* sp. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 14—17. — *Pecten aduncus* E i c h w a l d. 14,15 = v.dr.; 16,17 = v.stg.; 15 × 3. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minişul de Sus. Pl. I.



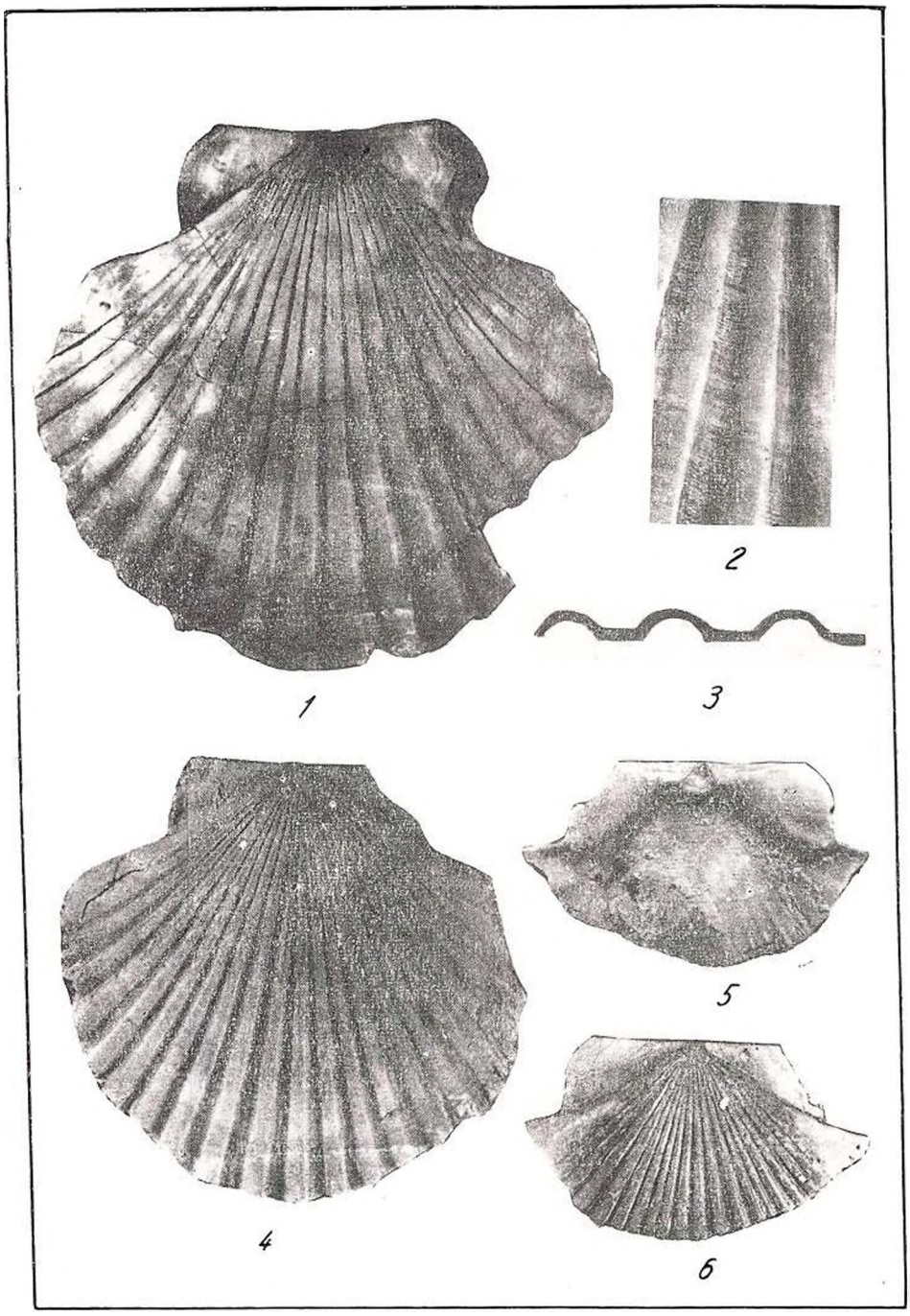
Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1—6. — *Flabellipecten besseri* (Andrzejowsky). 1 = v.dr.; 2—6 = v.stg.; 2.3×2. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. II.



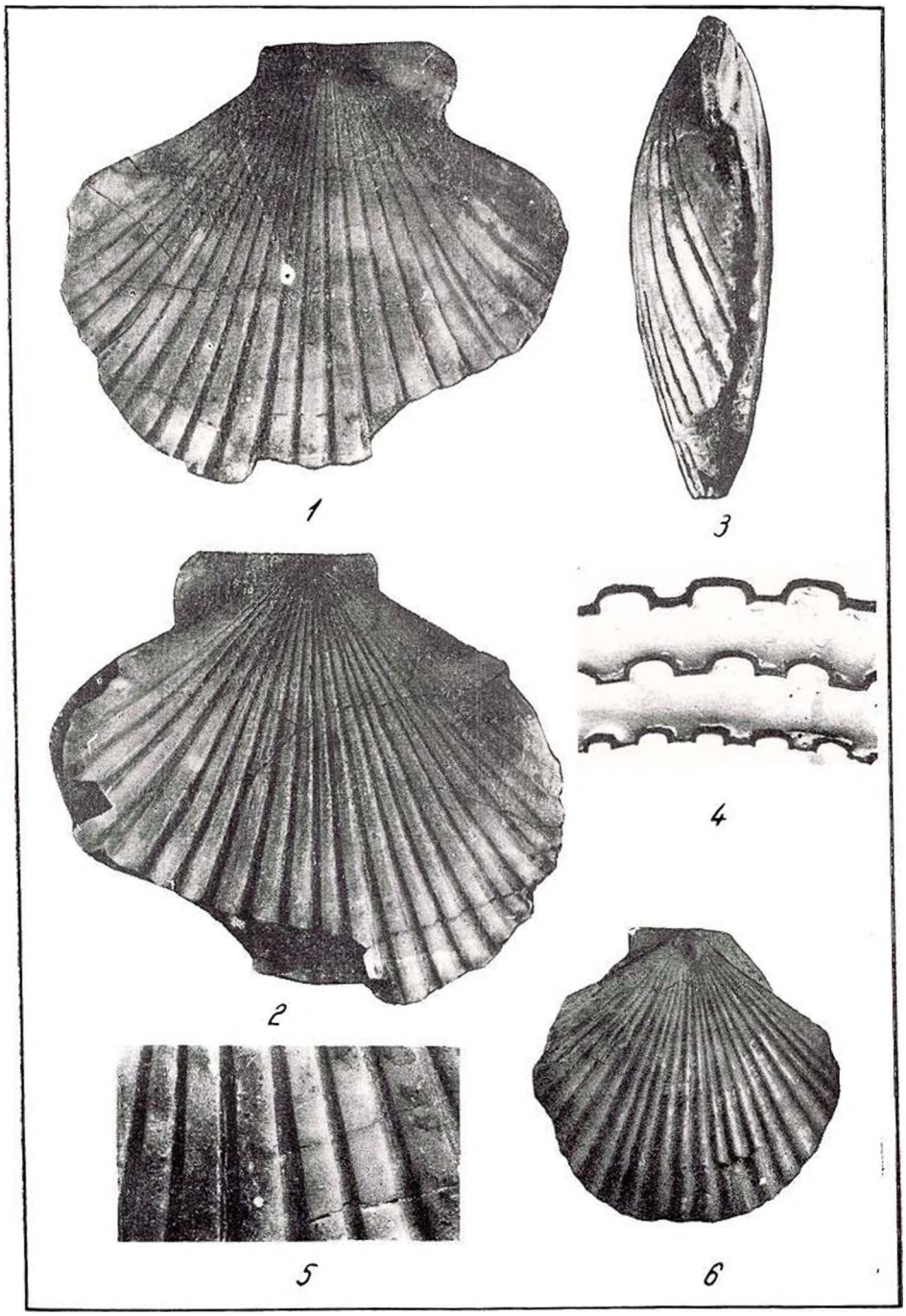
Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1—6. — *Flabellipecten leythajanus* (P a r t s c h in H ö r n e s). 1 = v.dr.; 2,4—6 = v.stg. 4,5×2. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. III.



Institutul Geologic al României

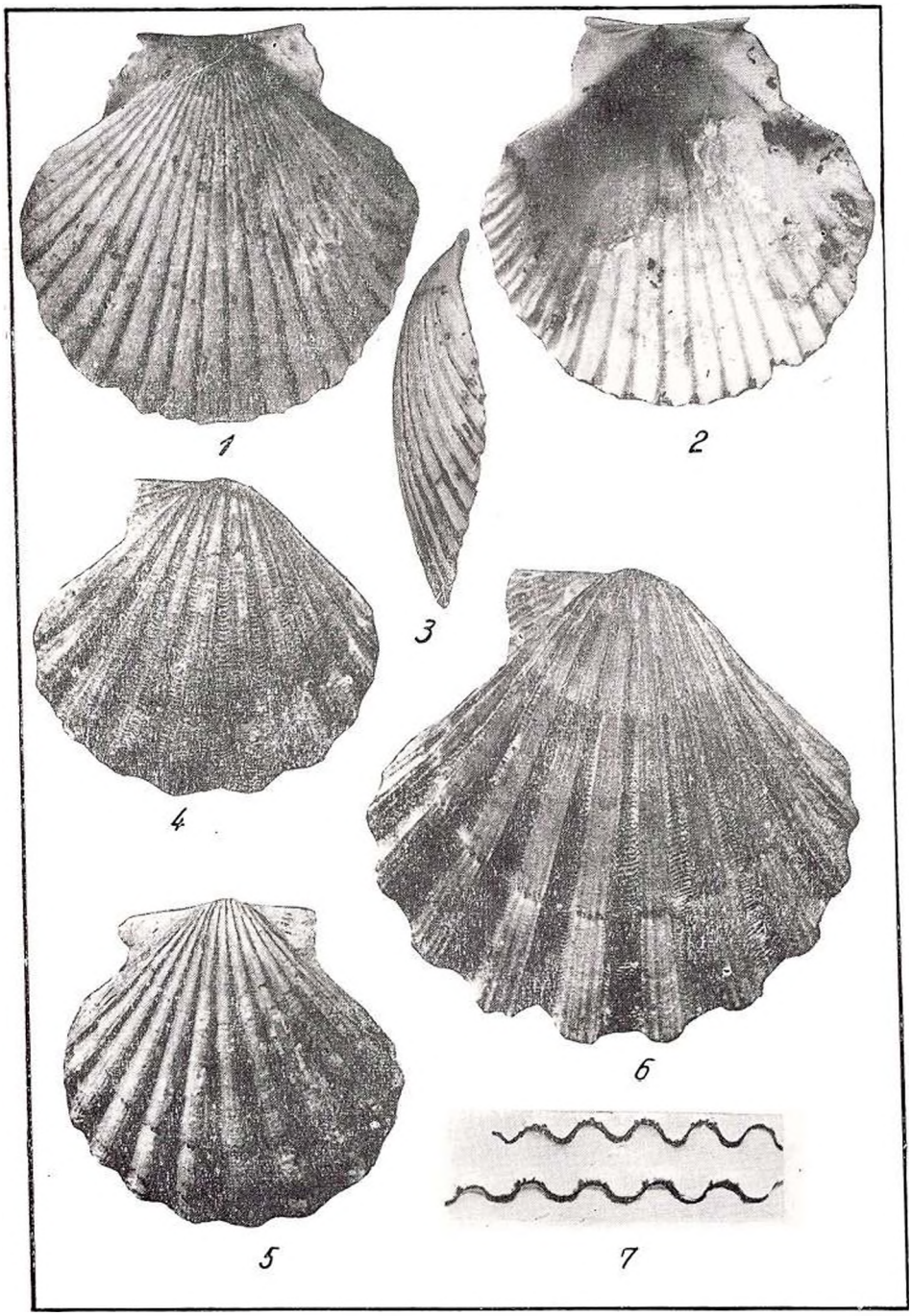
PLANȘA IV

Fig. 1—3. — *Flabellipecten leythajanus* (P a r t s c h in H ö r n e s). v.dr. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 4—7. — *Chlamys elegans* (A n d r z e j o w s k y). 4, 6, 7 = v.dr.; 5 = v.stg.; 6 × 1,5. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. IV.

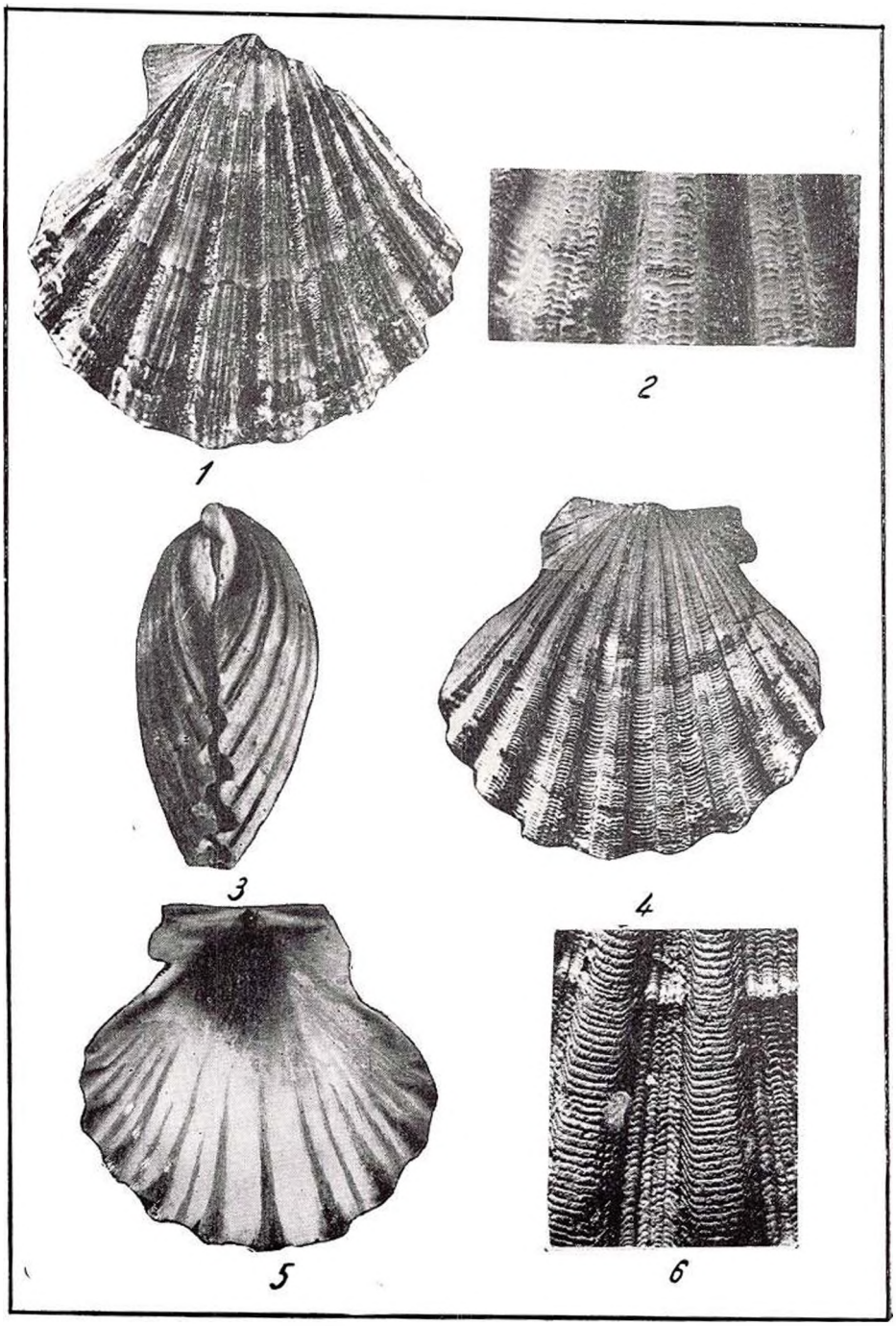


Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1—6. — *Chlamys elegans* (A n d r z e j o w s k y). 1, 2, 4, 5, 6 = v.dr.; 1, 3, 4, 5×1,5; 2×2; 6 = negativ în plastelină × 2,3. Badenian superior. Minișul de Sus.
Chlamys elegans (A n d r z e j o w s k y). 1, 2, 4, 5, 6 = valve droite; 1, 3, 4, 5 × 1,5; 2 × 2; 6 = négatif en mélange plastique à base de kaolin, × 2,3. Badénien supérieur. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

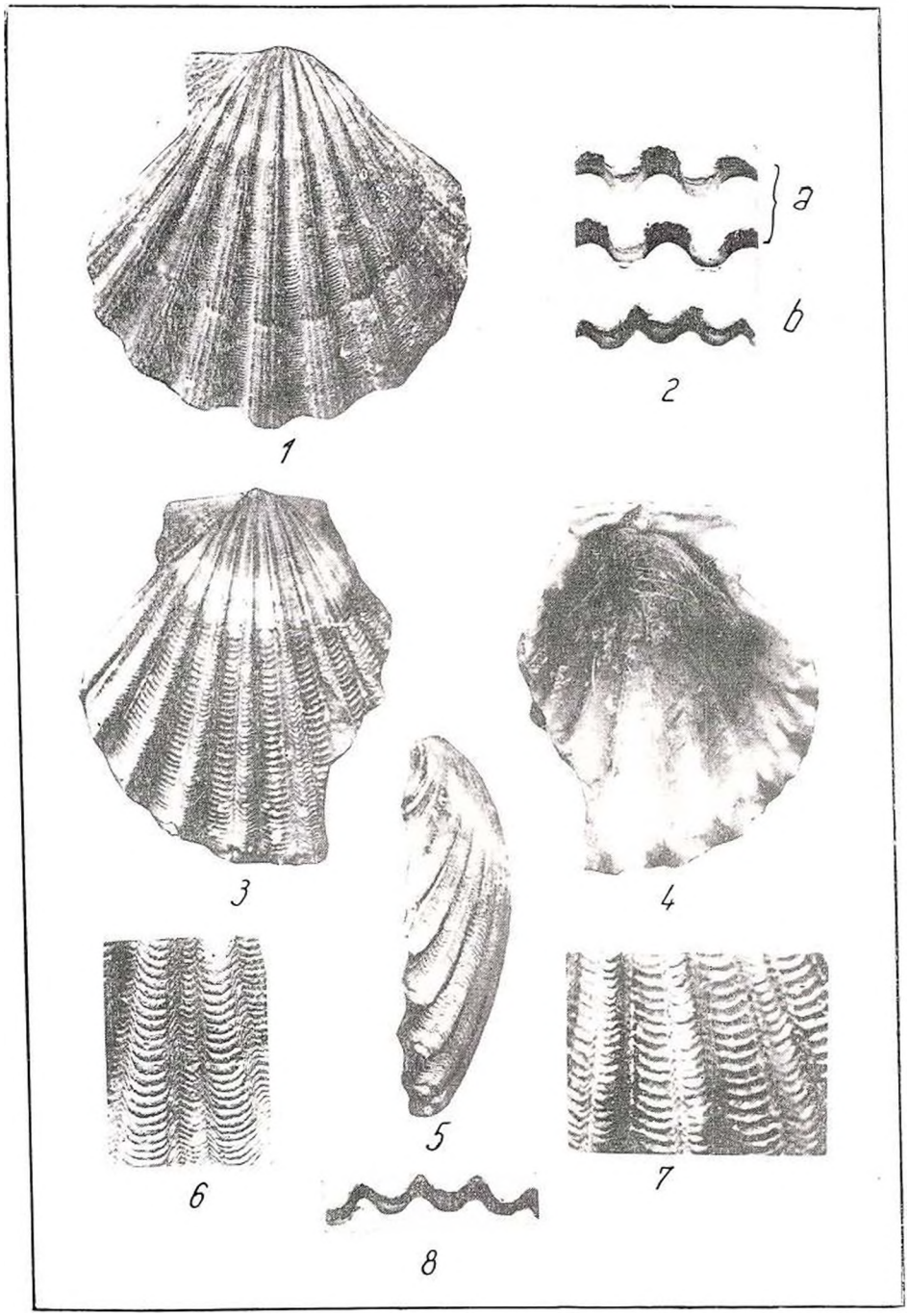
Fig. 1. — *Chlamys elegans* (A n d r z e j o w s k y). v.dr. × 1,2. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 2. — Urma marginei paleale în plastelină la *Ch. elegans*; 2b. Urma marginei paleale în plastilină la *Ch. elegans minisensis*.
Empreinte du bord palléal dans du mélange plastique chez *Ch. elegans*; 2b, empreinte du bord palléal dans du mélange plastique chez *Ch. elegans minisensis*.

Fig. 3—8. — *Chlamys elegans minisensis* n ssp.v.dr., 3—5 × 2; 6 (mulaj negativ în plastelină) × 2,5; 7 × 3 Badenian superior. Minișul de Sus.
Chlamys elegans minisensis n. ssp., valve droite; 3—5 × 2; 6 (moule négatif en mélange plastique) × 2,5; 7 × 3; Badénien supérieur. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. VI.



Institutul Geologic al României

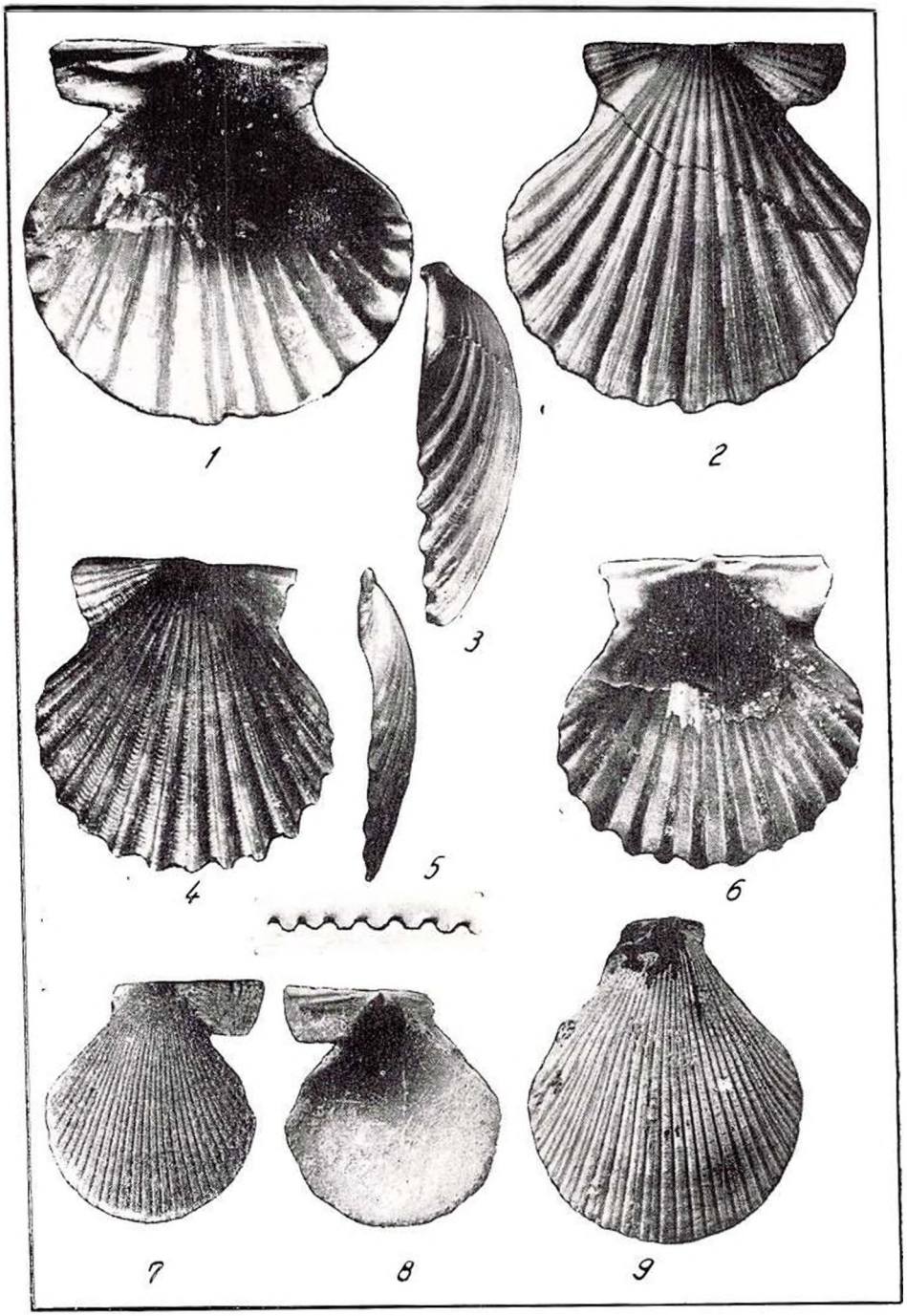
PLANȘA VII

Fig. 1—6. — *Chlamys seniensis lomnickii* (H i l b e r). 1—3 = v.dr. × 2,1; 4—6 = v.stg. × 2,8. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 7—9. — *Chlamys multistriata* (P o l i). v.dr. × 2,1. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. VII.



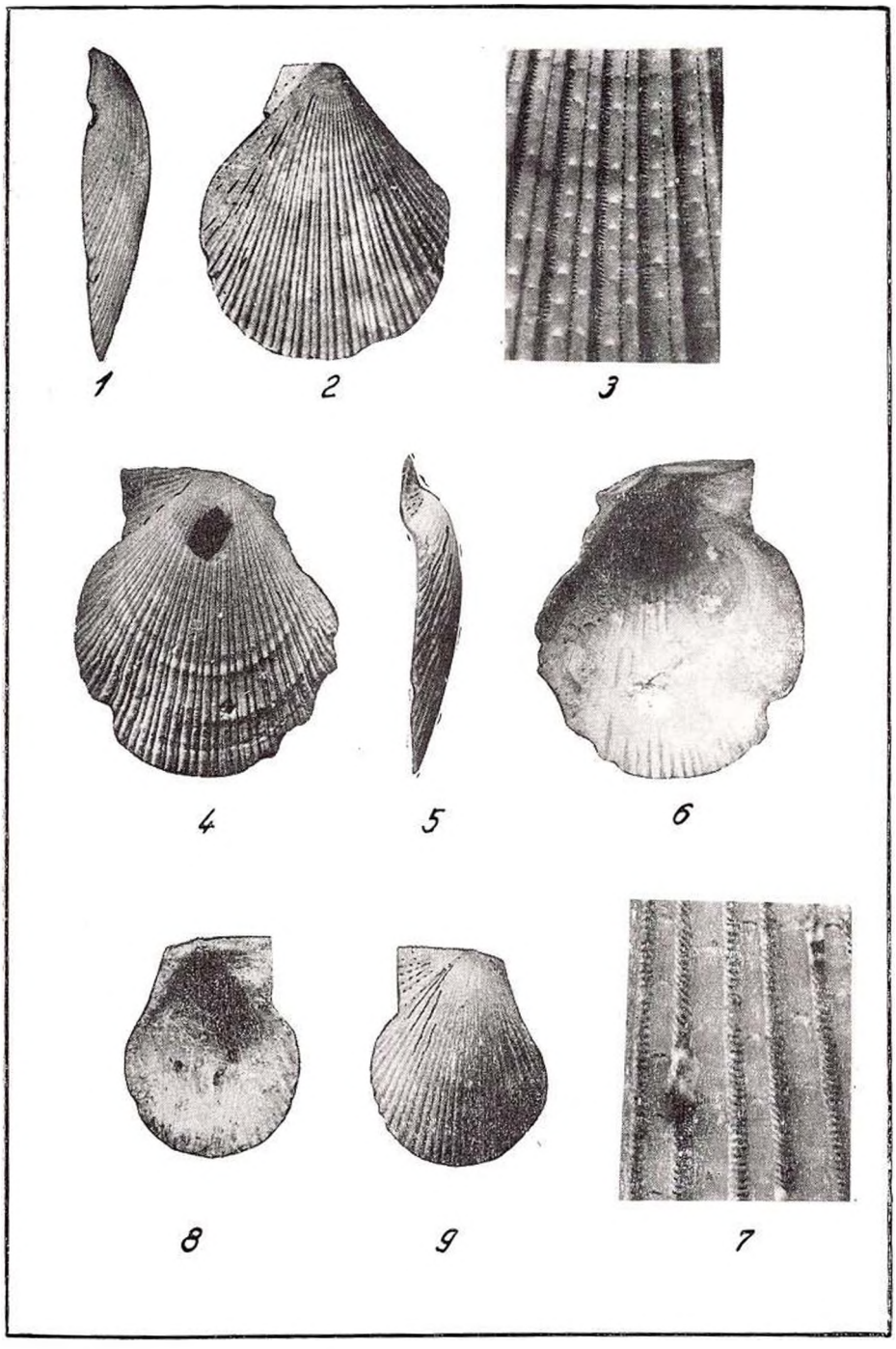
Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

Fig. 1—9. — *Chlamys multistriata* (P o l i). 1,2 = v.dr. × 2; 3 = v.dr. × 7; 4—6 = v.stg.; 8,9 = v.stg. × 2; 7 = v.stg. × 7. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. VIII.



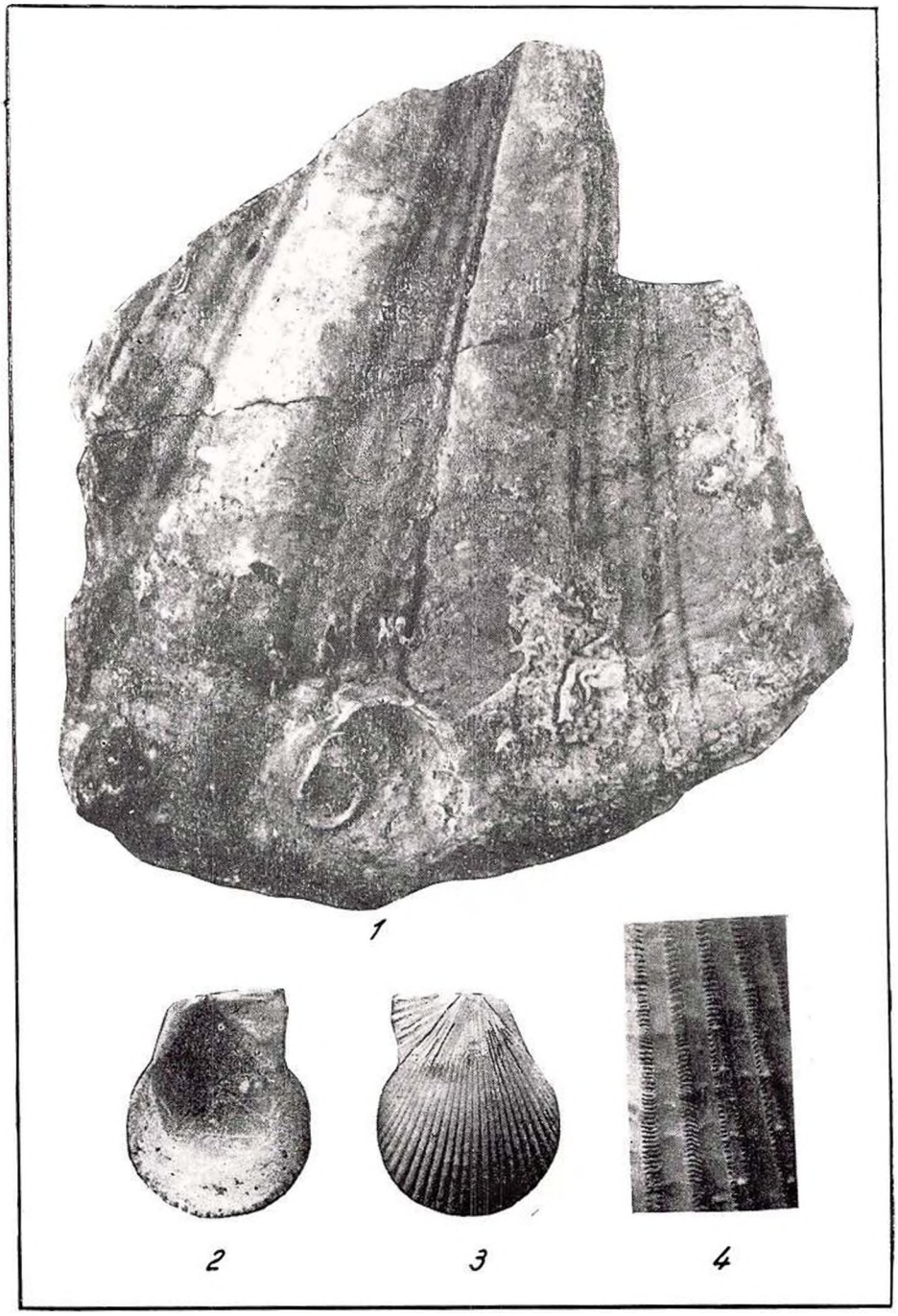
Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

Fig. 1. — *Chlamys latissima* (B r o c c h i). v. dr. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 2—4. — *Chlamys multistriata* (P o l i). v.stg., 2,3 × 2; 4 × 7. Badenian superior. Minişul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. IX.



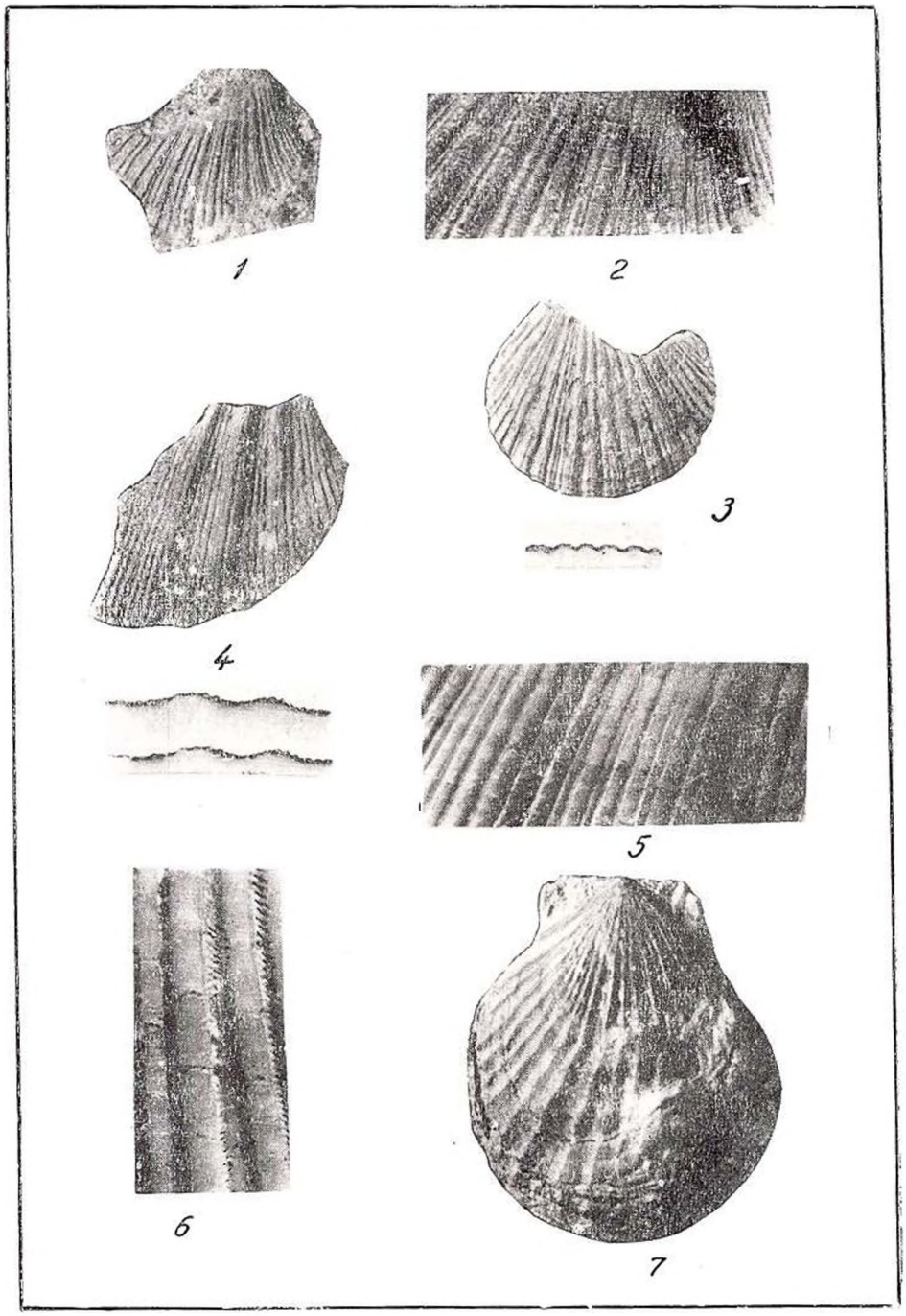
Institutul Geologic al României

PLANȘA X

Fig. 1—3. — *Chlamys tilli kneri* (Hilber). 2 × 4. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 4—6. — *Chlamys fasciculata* (Millet). 5 × 2,5; 6 × 7. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 7. — *Hinnites brussoni leufroyi* De Serres. v.stg. × 1,5. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. X.



Institutul Geologic al României

PLANȘA XI

Fig. 1—4. — *Hinnites brussoni leufroyi* De Serres. v. stg. ×1,5, Badenian superior. Minișul de Sus.

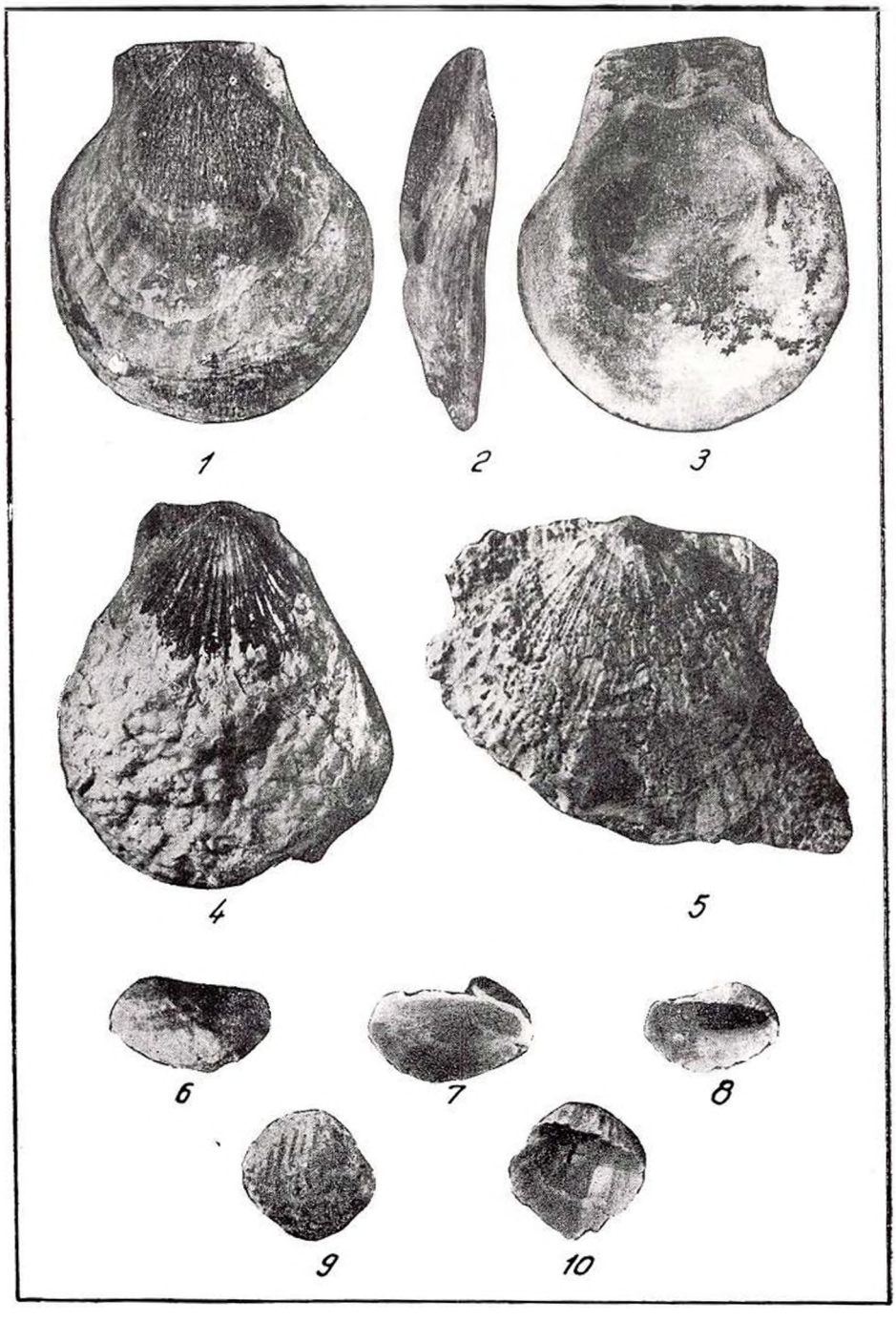
Fig. 5. — *Spondylus crassicostata vindobonensis* Sacco. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 6—8. — *Anomia* (*Anomia*) *ephippium cylindrica* Gmelin. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 9—10. — *Anomia* (*Anomia*) *ephippium hörnesi* Foresti. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XI.



Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Fig. 1,2 — *Anomia (Anomia) ephippium ornata* Schaffer. Badenian superior. Minișul de Sus.

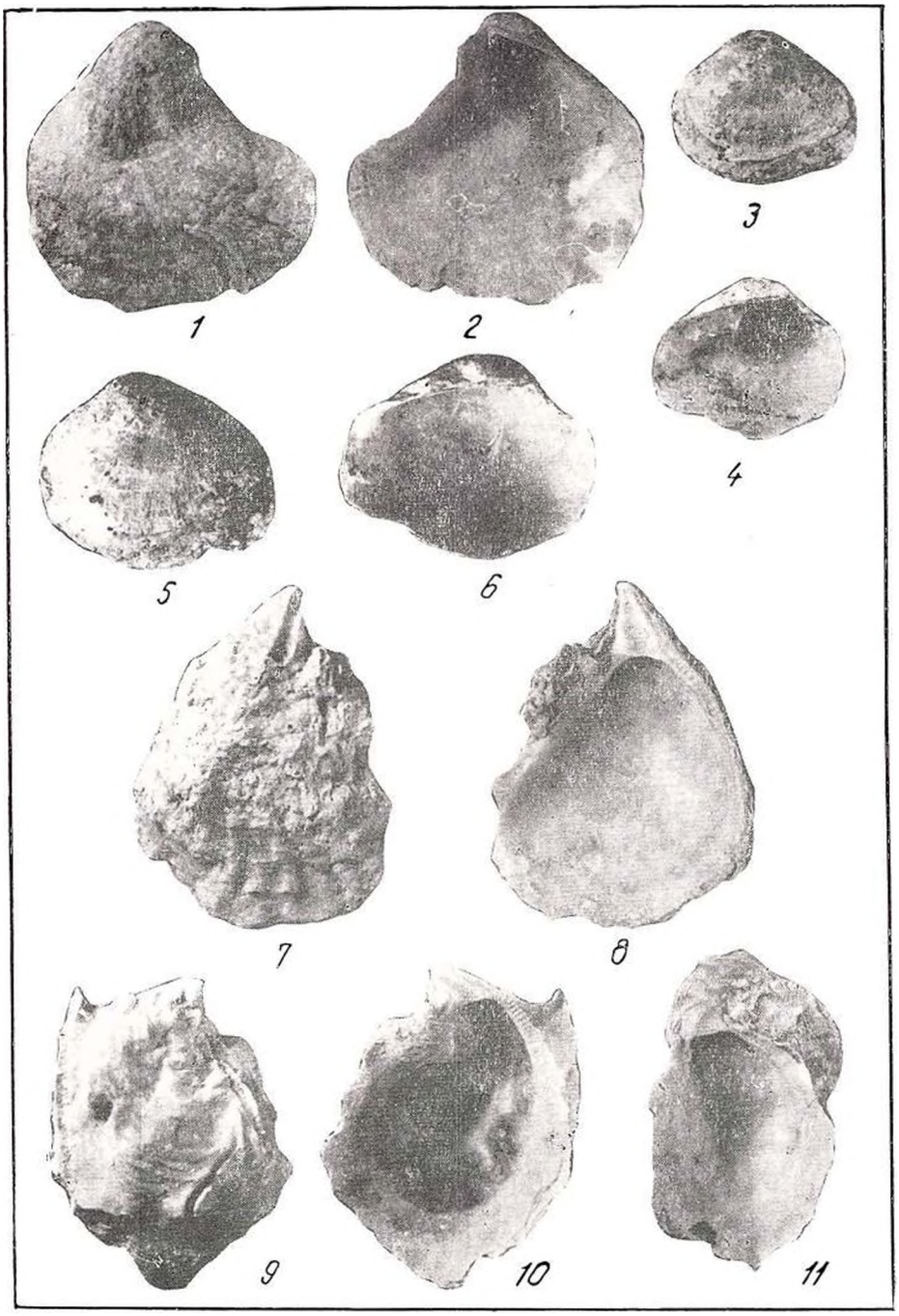
Fig. 3—6. — *Anomia (Anomia) ephippium rugulostriata* Bronn. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 7,8 — *Ostrea (Ostrea) edulis adriatica* Lamark. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 9—11. — *Pycnodonta leopolitana* (Niedzwiedsky). Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XII.

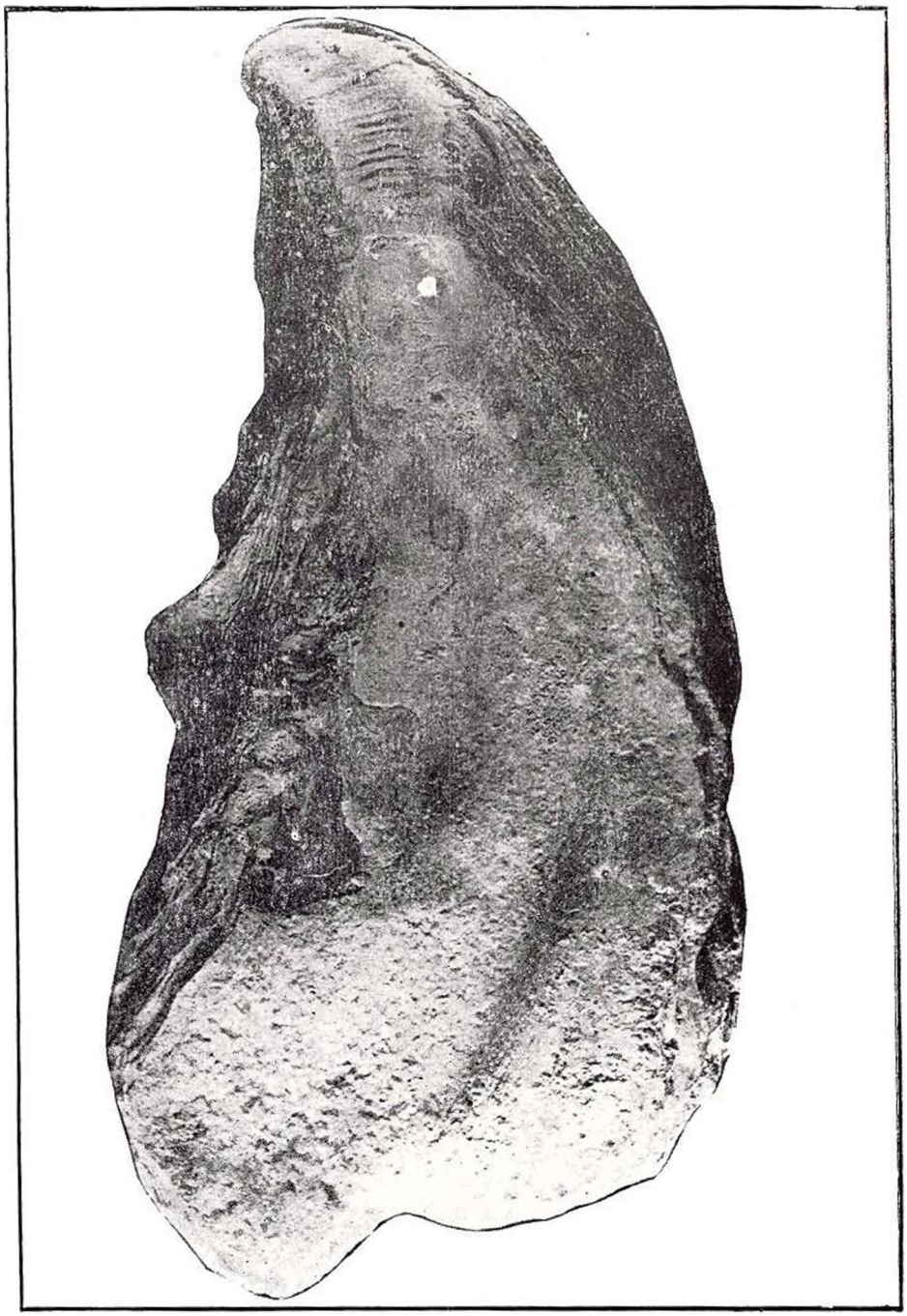


Institutul Geologic al României

PLANȘA XIII

Crassostrea gryphoides (S c h l o t h e i m). Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

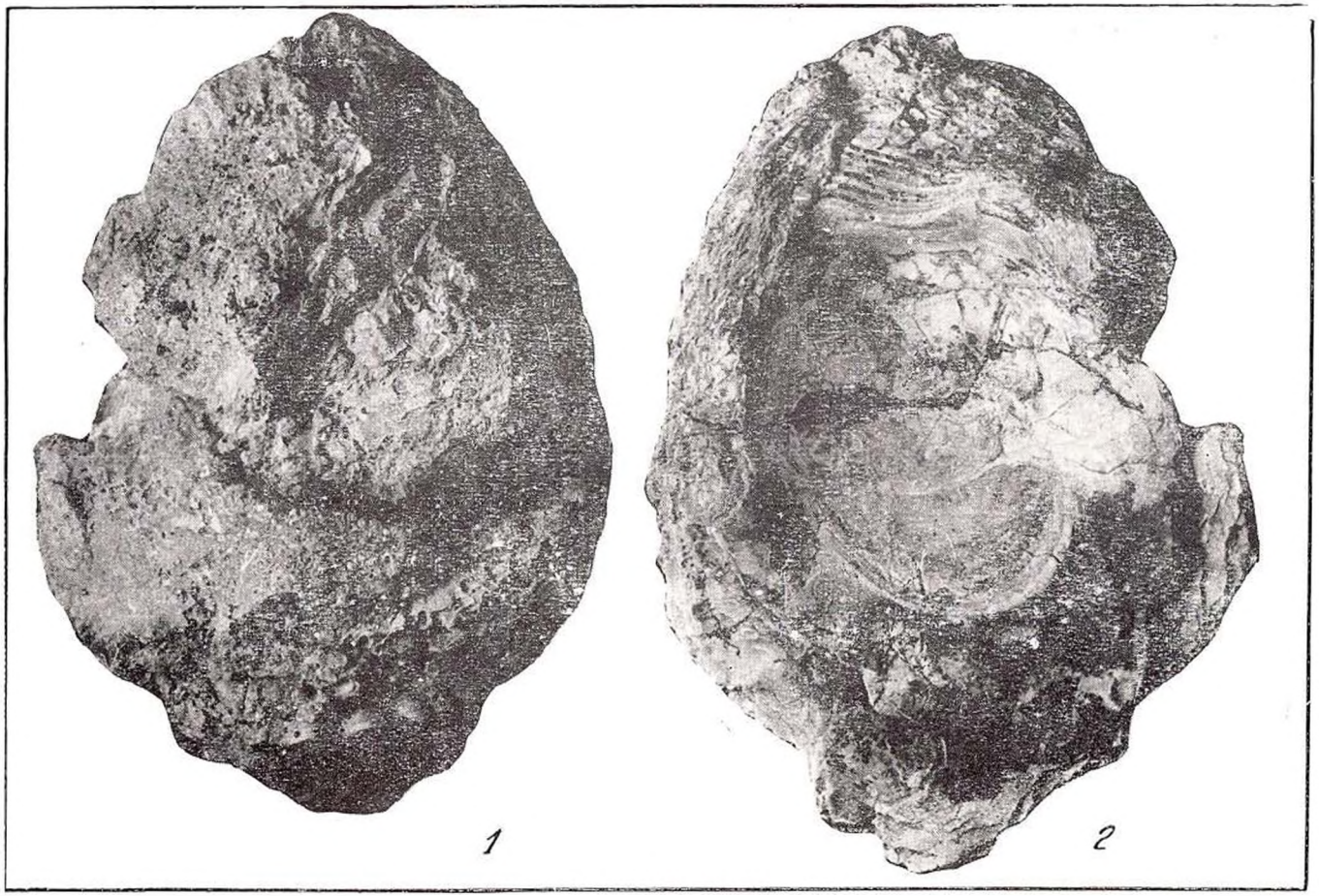


Institutul Geologic al României

PLANȘA XIV

Fig. 1,2. — *Ostrea* (*Ostrea*) *lamellosa* B r o c c h i. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

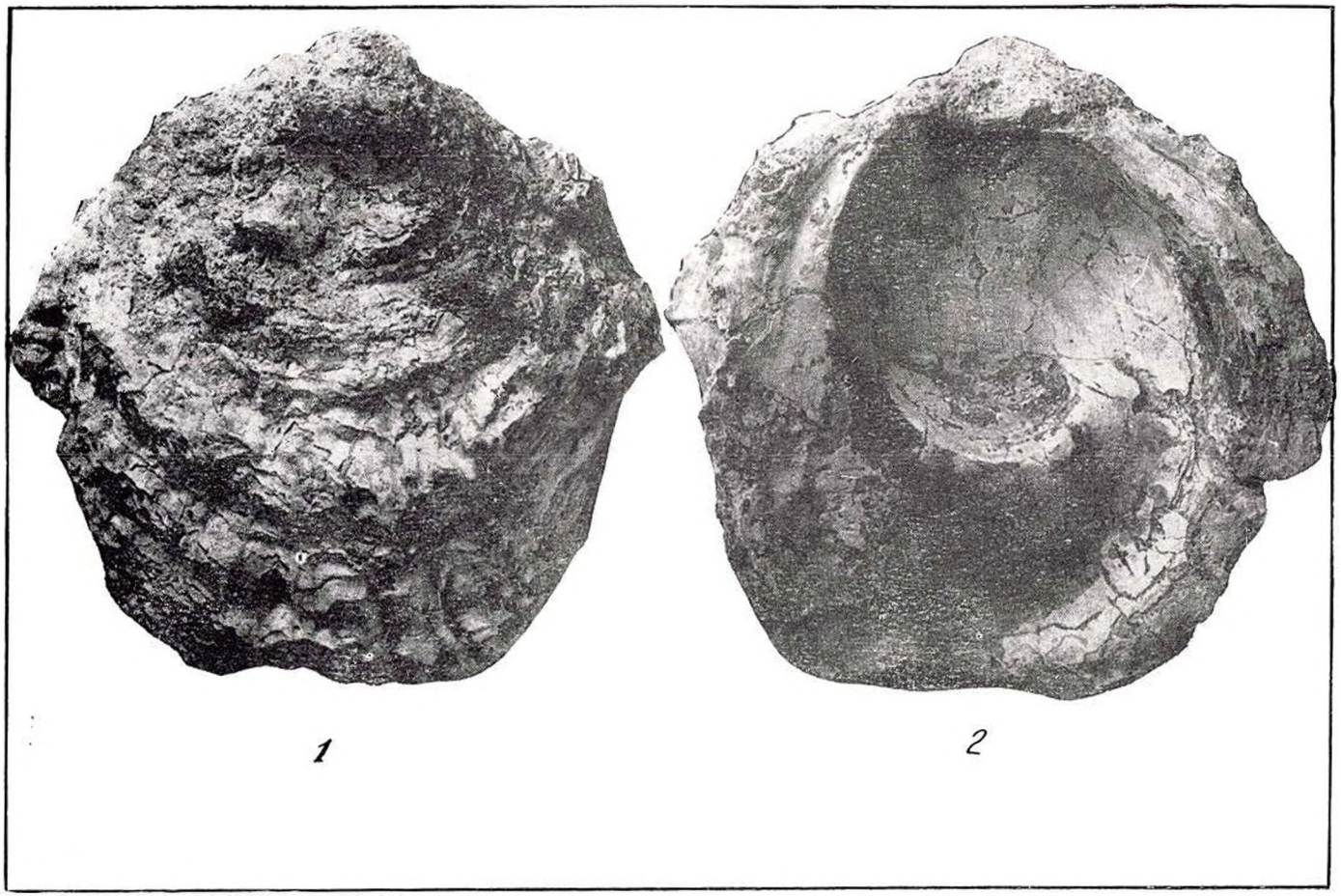


Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

Fig. 1,2. — *Ostrea* (*Ostrea*) *lamellosa boblayei* (D e s h a y e s). Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României



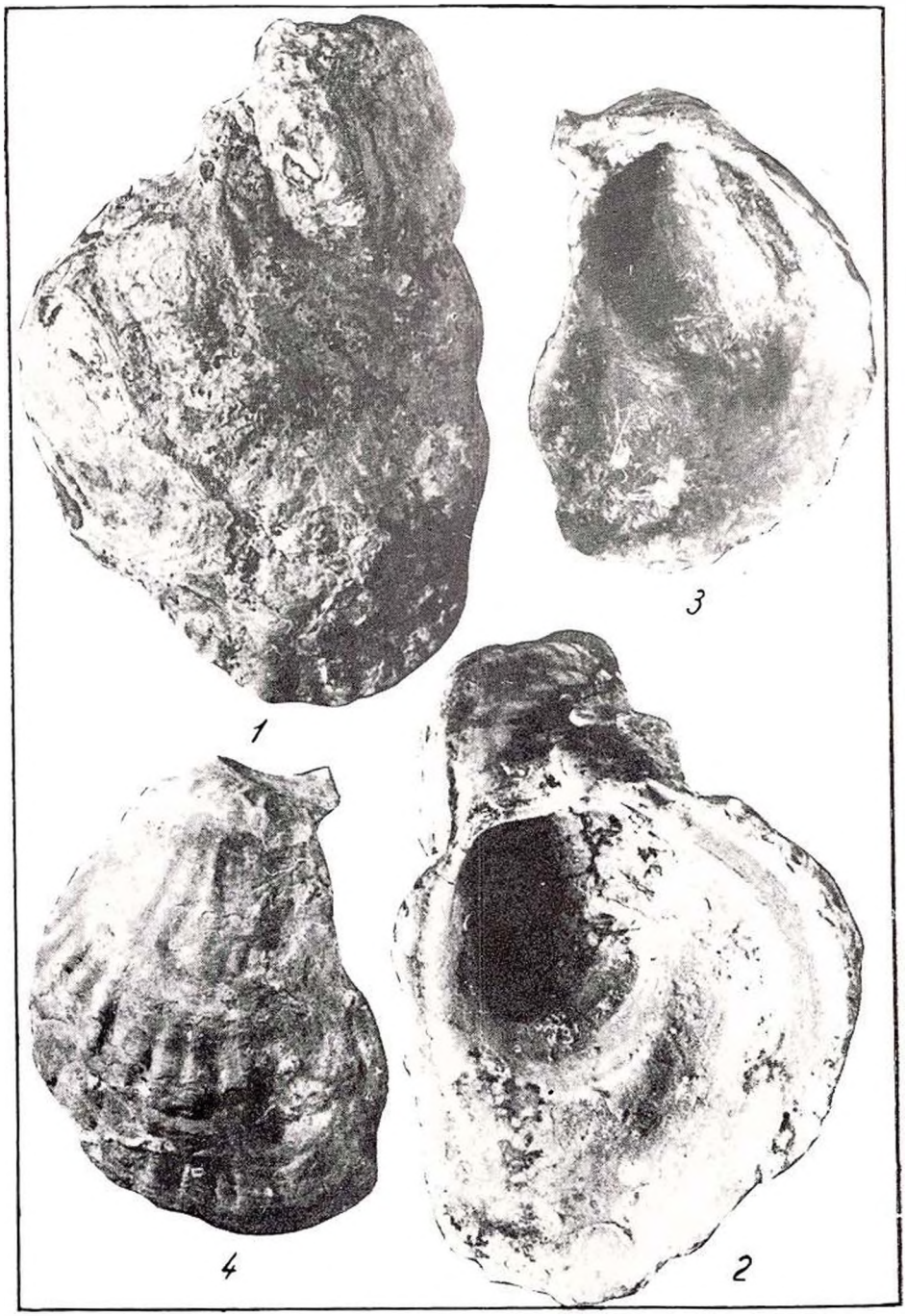
Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Fig. 1,2. — *Crassostrea miocucullata* (S c h a f f e r). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 3,4 — *Ostrea* (*Ostrea*) *digitalina* D u b o i s. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XVI.

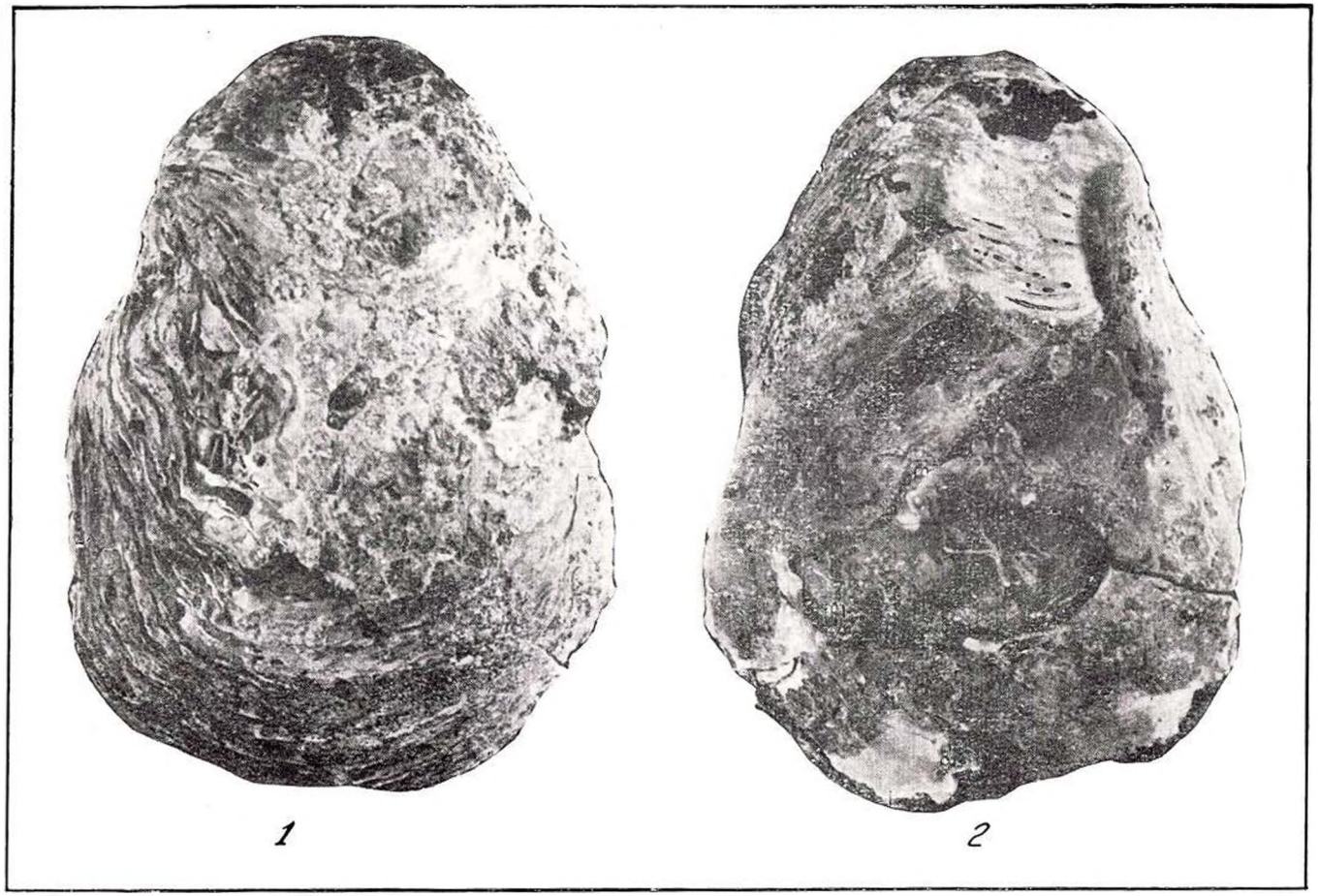


Institutul Geologic al României

PLANȘA XVII

Fig. 1,2. — *Ostrea fimbriata crassa* S c h a f f e r. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României



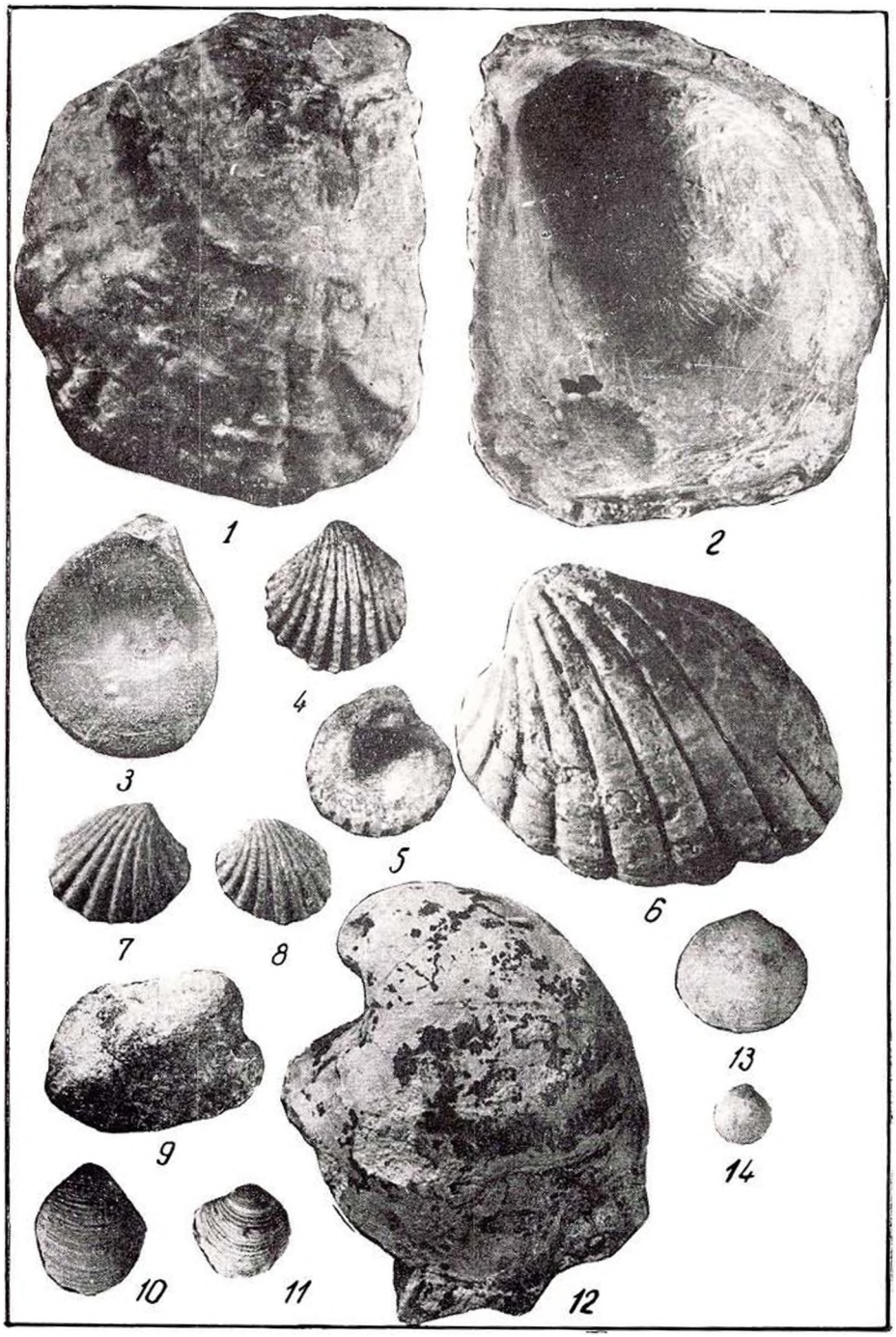
Institutul Geologic al României

PLANȘA XVIII

Fig. 1,2. — *Ostrea* (*Ostrea*) aff. *granensis* Fontannes. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 3. — *Pycnodonta cochlear navicularis* (Brocchi). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 4,5. — *Cardita* (*Cardiocardita*) *partschi* Goldfuss. ×2. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 6. — *Cardita* (*Megacardita*) *jouanneti* Basterot. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 7,8. — *Cardita* (*Megacardita*) *jouanneti derlavicula* Sacco. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 9. — cf. *Isocardia* sp. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 10,11. — *Lucina* (*Linga*) *columbella* Lamarck. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 12. — *Isocardia* (*Isocardia*) *cor* (Linné). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 13. — *Codakia* cf. *leonina* (Basterot)× 1,5. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 14. — *Lucina* (*Dentilucina*) *michelotti* Mayer. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XVIII.



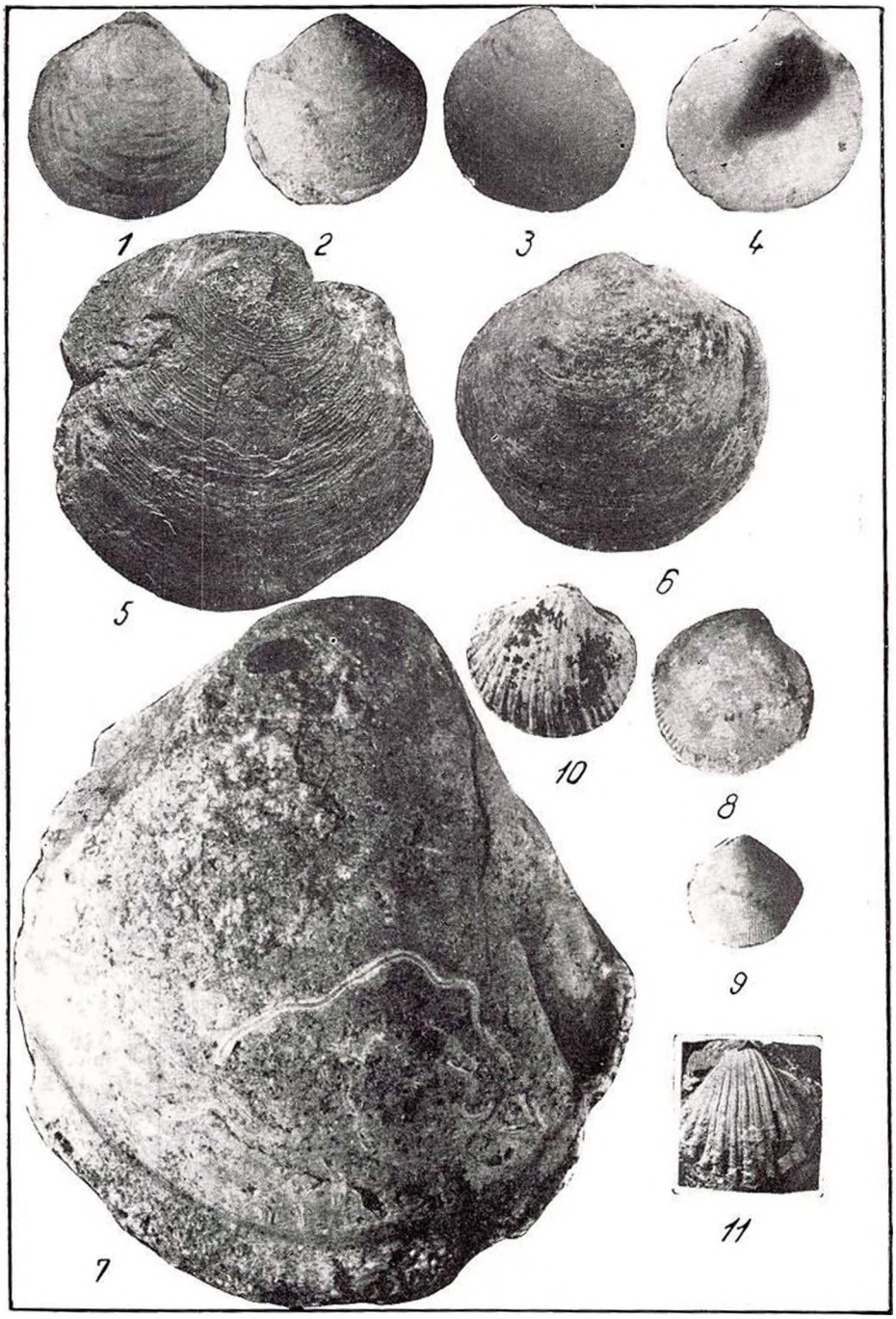
Institutul Geologic al României

PLANȘA XIX

Fig. 1,2. — *Loripes* (*Loripes*) *dujardini* (D e s h a y e s). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 3,4 — *Loripes* (*Microloripes*) *dentatus* (D e f r a n c e) x 5. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 5. — *Saxolucina* (*Megaxinus*) *bellardiana* M a y e r. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 6. — *Saxolucina* (*Megaxinus*) *incrassata* (D u b o i s). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 7. — *Glycymeris* sp. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 8,9. — *Laevicardium* (*Trachycardium*) *multicostatum miorotundatum* (S a c c o). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 10,11 — *Cardium* sp. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XIX.



Institutul Geologic al României

PLANȘA XX

Fig.1. — *Cardium* (*Acanthocardia*) *barrandei schafferi* (K a u t s k y). Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 2. — *Bucardium hians danubianum* (M a y e r). Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 3. — *Bucardium* cf. *hörnesianum* G r a t e l o u p. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 4,5. — *Dosinia* (*Orbiculus*) *exoleta* L i n n é. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 6,7 — *Timoclea* (*Timoclea*) *ovata* (P e n n a n t) x5. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 8—10. — *Chione* (*Clausinella*) *basteroti* (D e s h a y e s). δ × 2,5. Badenian superior. Minișul de Sus.

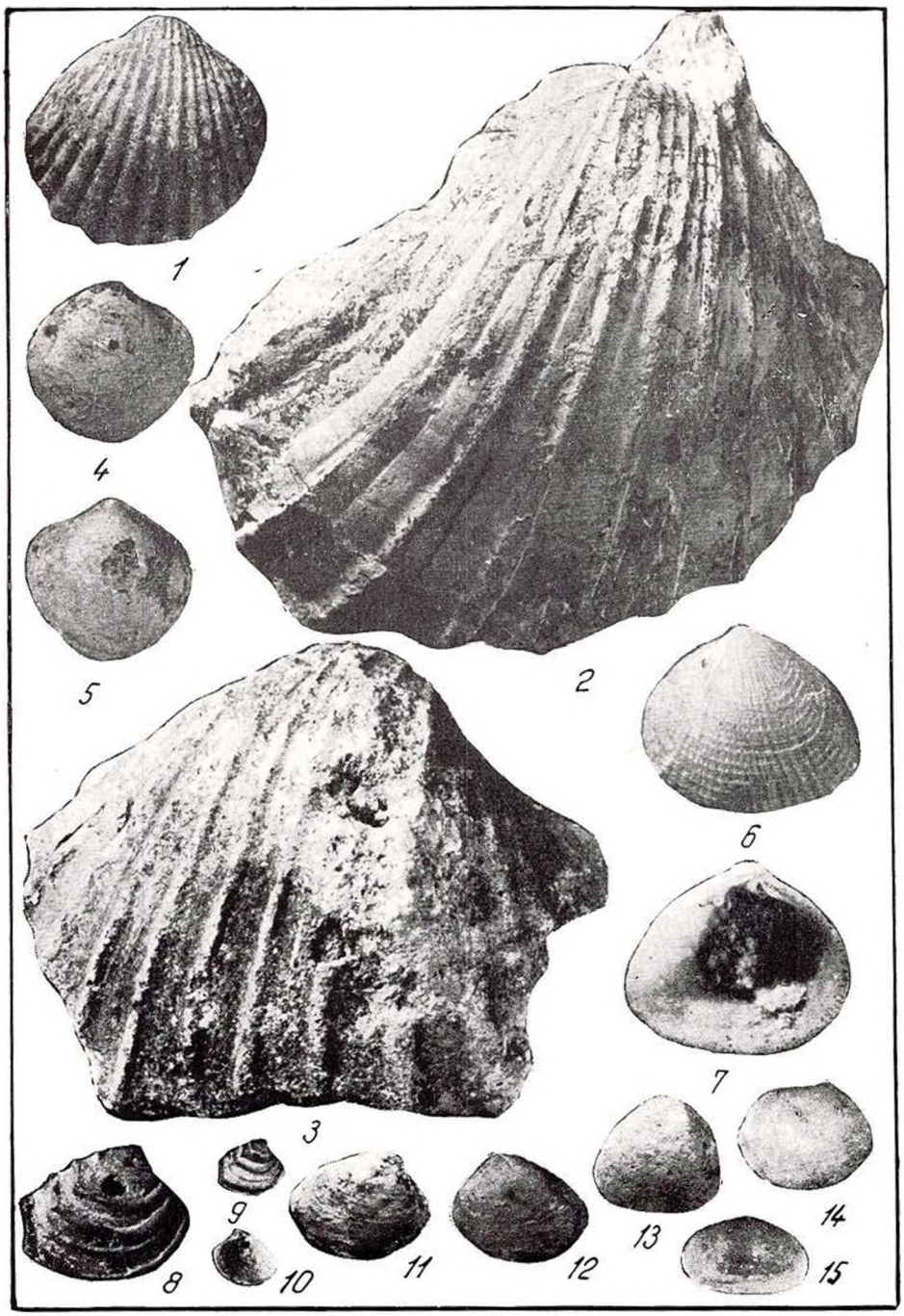
Fig. 11,12. — *Venus* (*Mioclausinella*) *vindobonensis* M a y e r. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 13,14. — cf. *Mactra* sp. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 15. — *Ervilia* cf. *pusilla* P h i l i p p i. x 1,5. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XX.



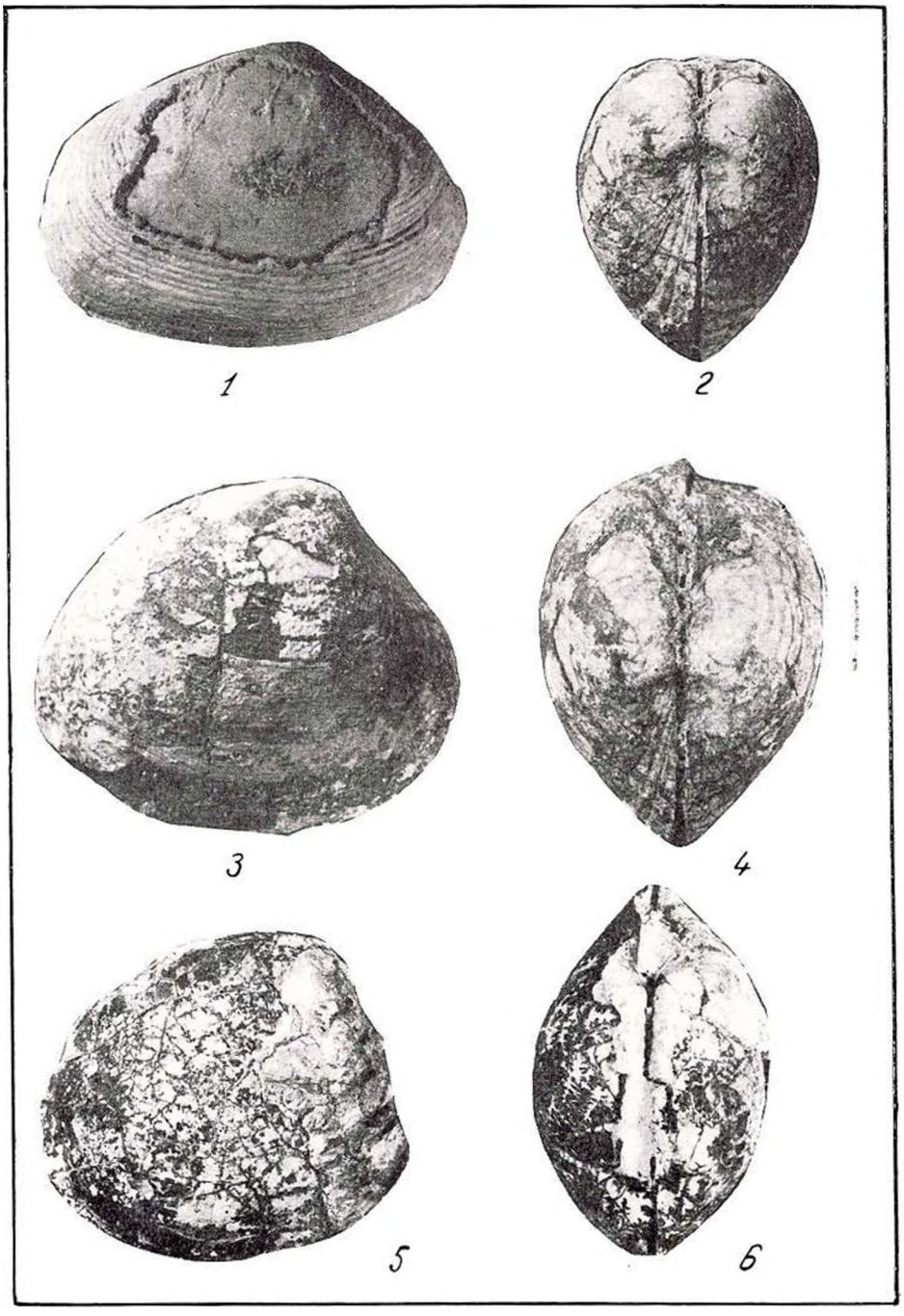
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXI

Fig. 1. — *Pilaria* (*Paradione*) *erycinoides* (L a m a r c k). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 2—4. — *Pilaria* (*Cordiopsis*) *islandicoides* (L a m a r c k). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 5,6. — *Pilaria* (*Cordiopsis*) *brocchi suborbicularis* (S a c c o). Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXI.



Institutul Geologic al României

PLANȘA XXII

Fig. 1. — *Lutraria* (*Lutraria*) *lutraria jeffreysi* (G r e g o r i o). Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 2. — *Pholadomya alpina* M a t h e r o n. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 3—6. — *Iphigenia lacunosa tumida* (B r o c c h i). Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 7—9. — *Tellina* (*Peronea*) *planata* L i n n é. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 10. — *Tellina* (*Moerella*) *donacina* L i n n é. Badenian superior. Minișul de Sus.

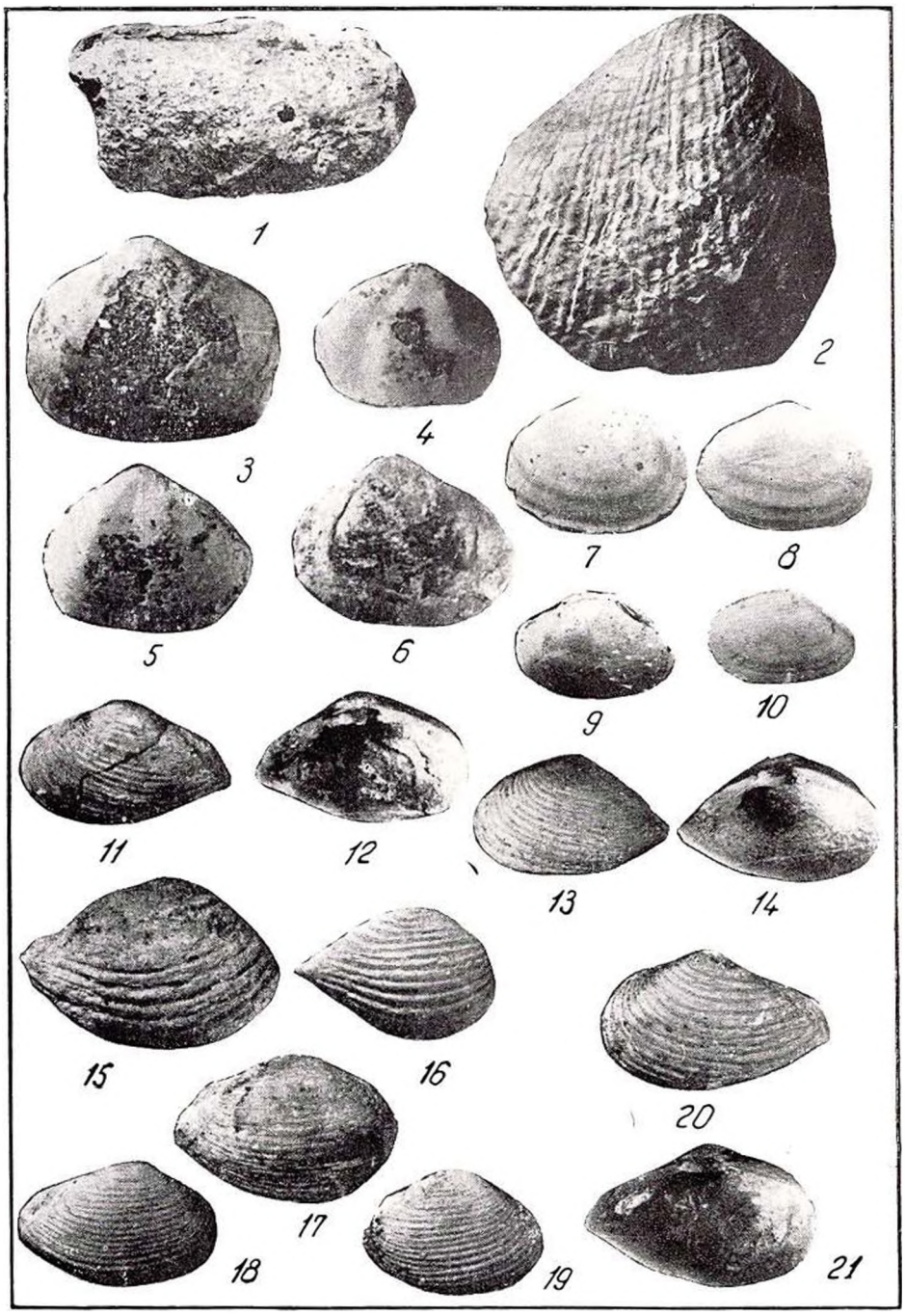
Fig. 11—14, 17—19. — *Corbula* (*Corbula*) *carinata deshayesi* S i s m o n d a. x 2. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 15,16. — *Corbula* (*Corbula*) *carinata hörnesi* B e n e d e n. x 2. Badenian superior. Minișul de Sus.

Fig. 20,21. — *Corbula* (*Corbula*) *revolula* (B r o c c h i). x 2. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXII.



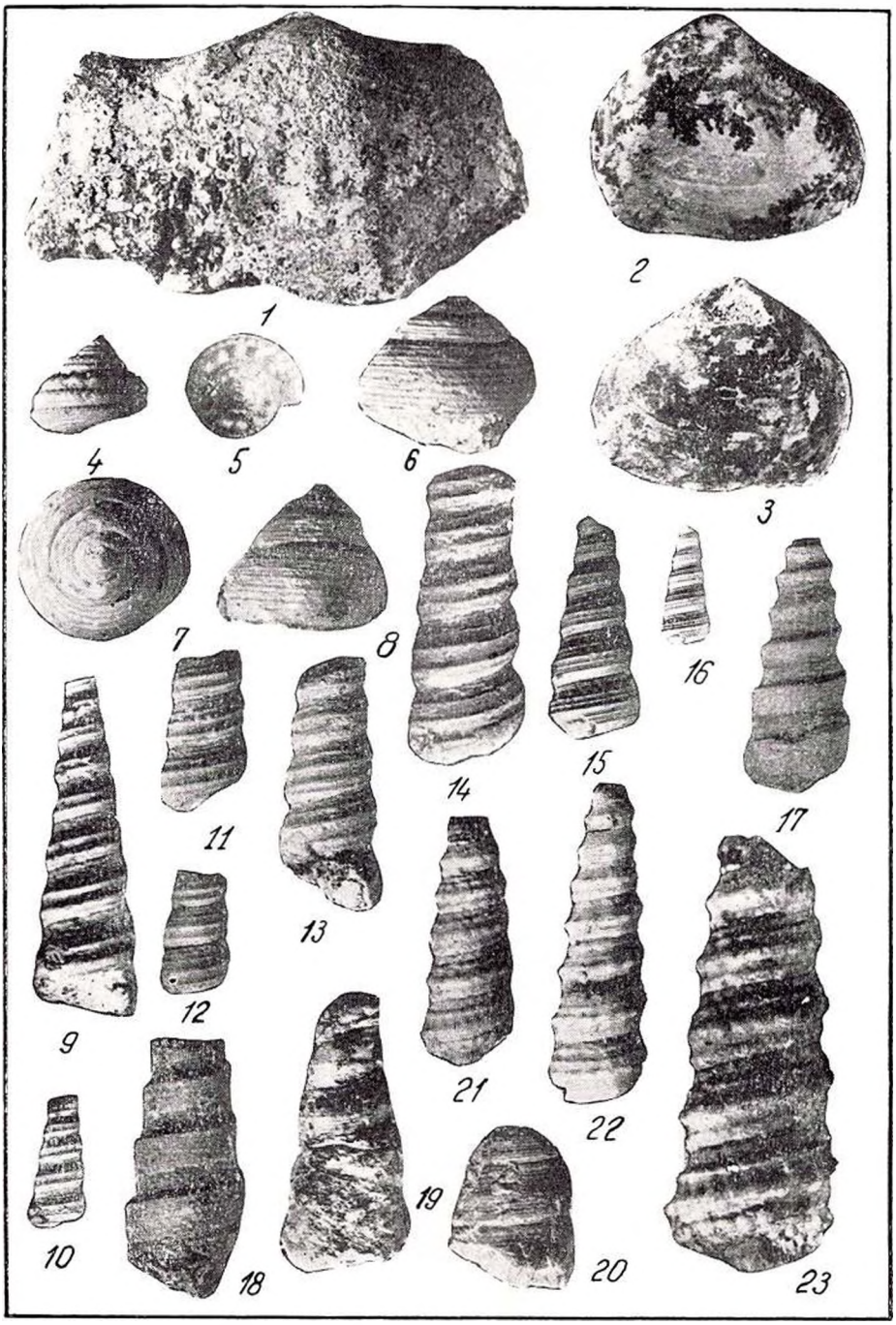
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIII

Fig. 1. — *Panopea menardi* Deshayes. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 2,3. — *Iphigenia lacunosa tumida* (Brocchi). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 4,5. — *Gibbula buchi* Dubois. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 6—8. — *Oxystele patula orientalis* Cossman et Peyrot. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 9,10. — *Turritella thetis erronea* Cossmann. x 1,5. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 11—14. — *Turritella benoisti* Cossmann et Peyrot. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 15,16. — *Turritella pythagoraica* Hilber. 15 × 1,8. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 17. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata spirata* Brocchi. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 18. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata polonica* Friedberg. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 19,20. — *Turritella vermicularis sulcomarginalis* Sacco. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 21 — 23. — *Turritella* (*Torculoidella*) *varicosa minisensis* n.ssp. 23 × 1,7. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXIII.



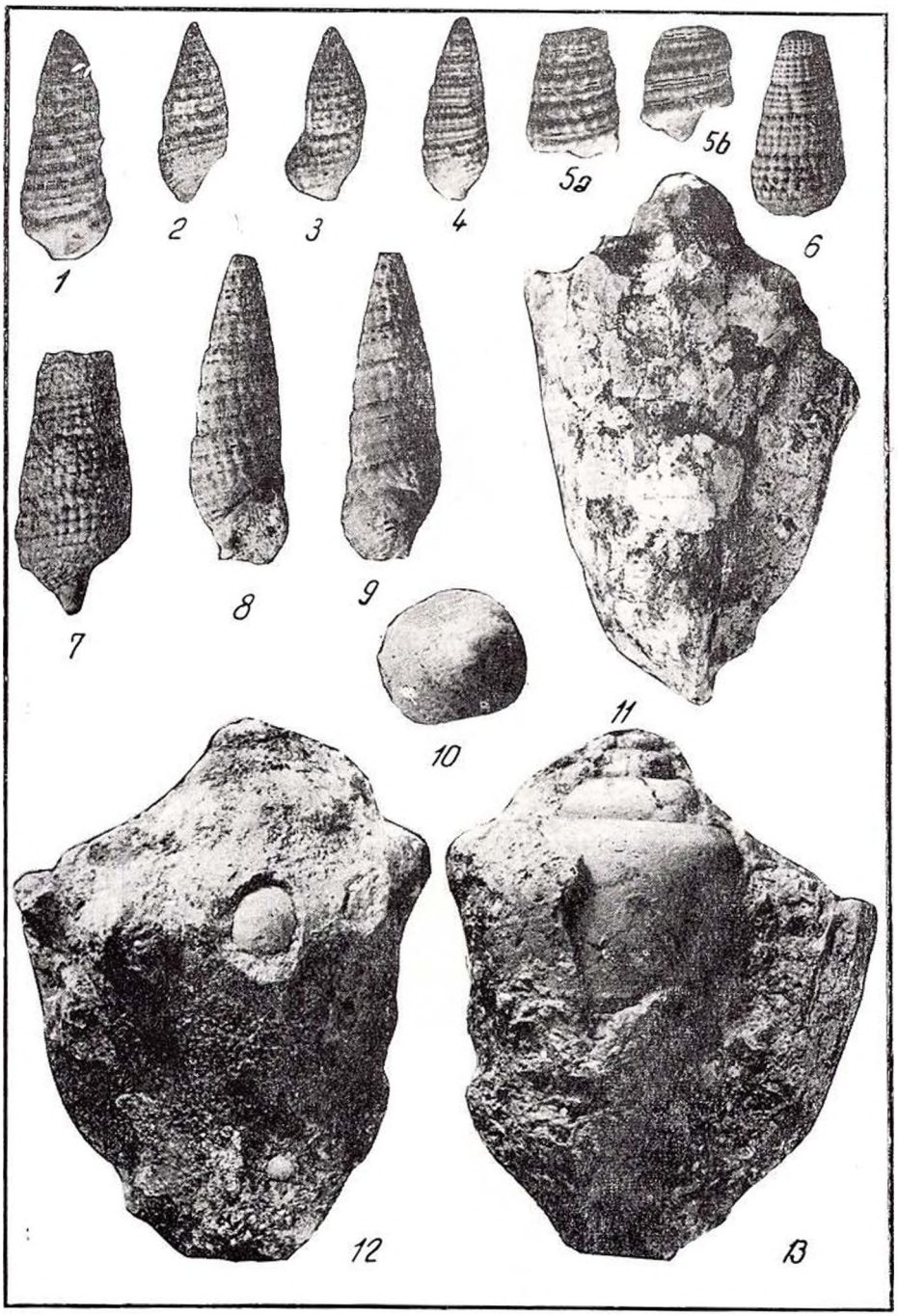
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIV

Fig. 1. — *Cerithium vulgatum* Brugu i è r e. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 2. — *Cerithium vulgatum europaeum* M a y e r. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 3. — *Cerithium* aff. *rubiginosum* E i c h w a l d. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 4,5a, 5b. — *Cerithium crenatum procrenatum* S a c c o. 5a,5b × 1,5. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 6,7. — *Potamides (Terebralia) bidentatus lignitarum* E i c h w a l d. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 8,9. — *Potamides* (*Pirenella*) *moravicus variabilis* F r i e d b e r g. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 10. — *Calyptraea chinensis* L i n n é. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 11—13. — *Strombus* (*Strombus*) *coronatus* D e f r a n c e. Badenian superior. Minişul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXIV.



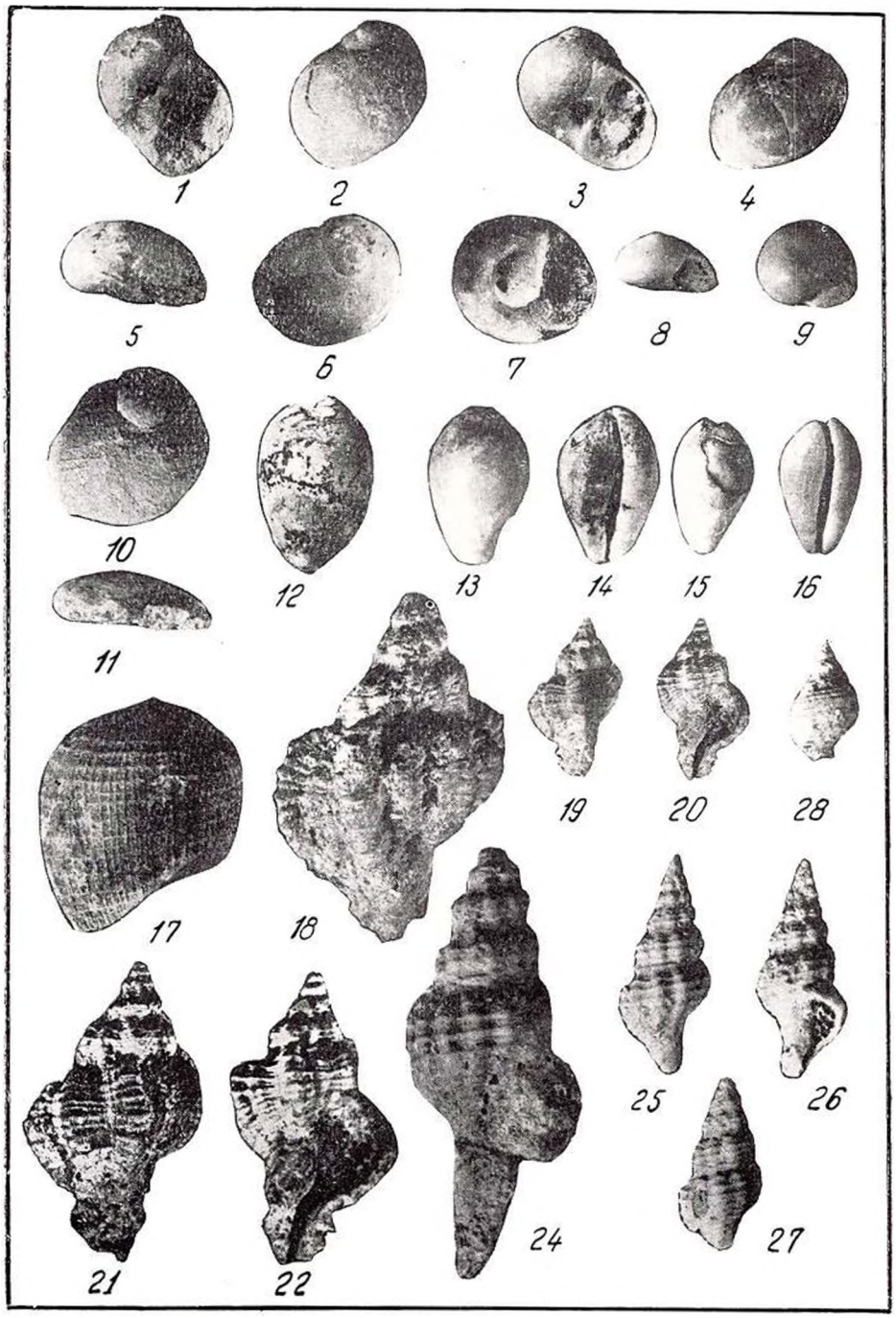
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXV

Fig. 1,2. — *Natica (Polinices) redempta* Michelotti. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 3,4. — *Natica (Lunatia) catena helicina* Brocchi. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 5—9. — *Natica (Neverita) josephina olla* Serres. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 10,11. — *Sigaretus striatus* Serres. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 12—16. — *Cypraea (Zonaria) fabagina* auctorum? (non Lamarck). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 17. — *Pirula geometra* Borson. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 18—22. — *Murex* (*Muricanthus*) *pomiformis* Eichwald. 18 × 2; 21,22 × 2,2. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 24—27. — *Fusus* (*Streptochetus*) *valenciennesi* Grateloup. 24 × 2. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 28. — *Nassa (Tritia) rosthorni* Partsch. Badenian superior. Minișul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXV.



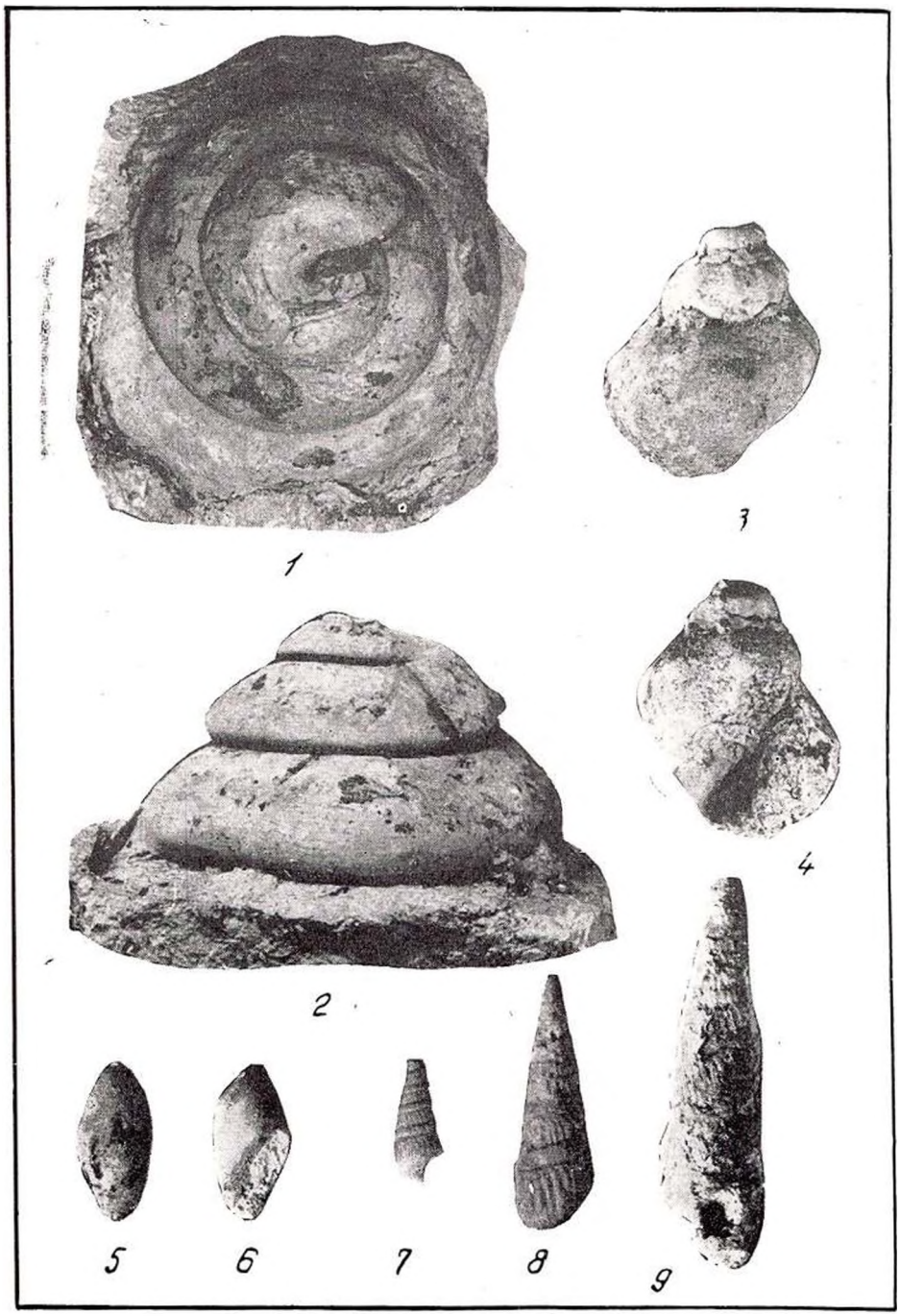
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXVI

Fig. 1,2. — *Xenophore* cf. *deshayesi* Michelotti. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 3,4. — *Vitularia (Vitularia) lingua-bovis vindobonula* (Cossmann et Peyrot). Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 5,6. — *Ancilla (Baryspira glandiformis* Lamarck. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 7. — *Terebra (Strioterebrum) basteroti* Nyst. Badenian superior. Minişul de Sus.
Fig. 8,9 — *Terebra (Subula) fuscata buiturica* Moisescu. Badenian superior. Minişul de Sus.

Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXVI.



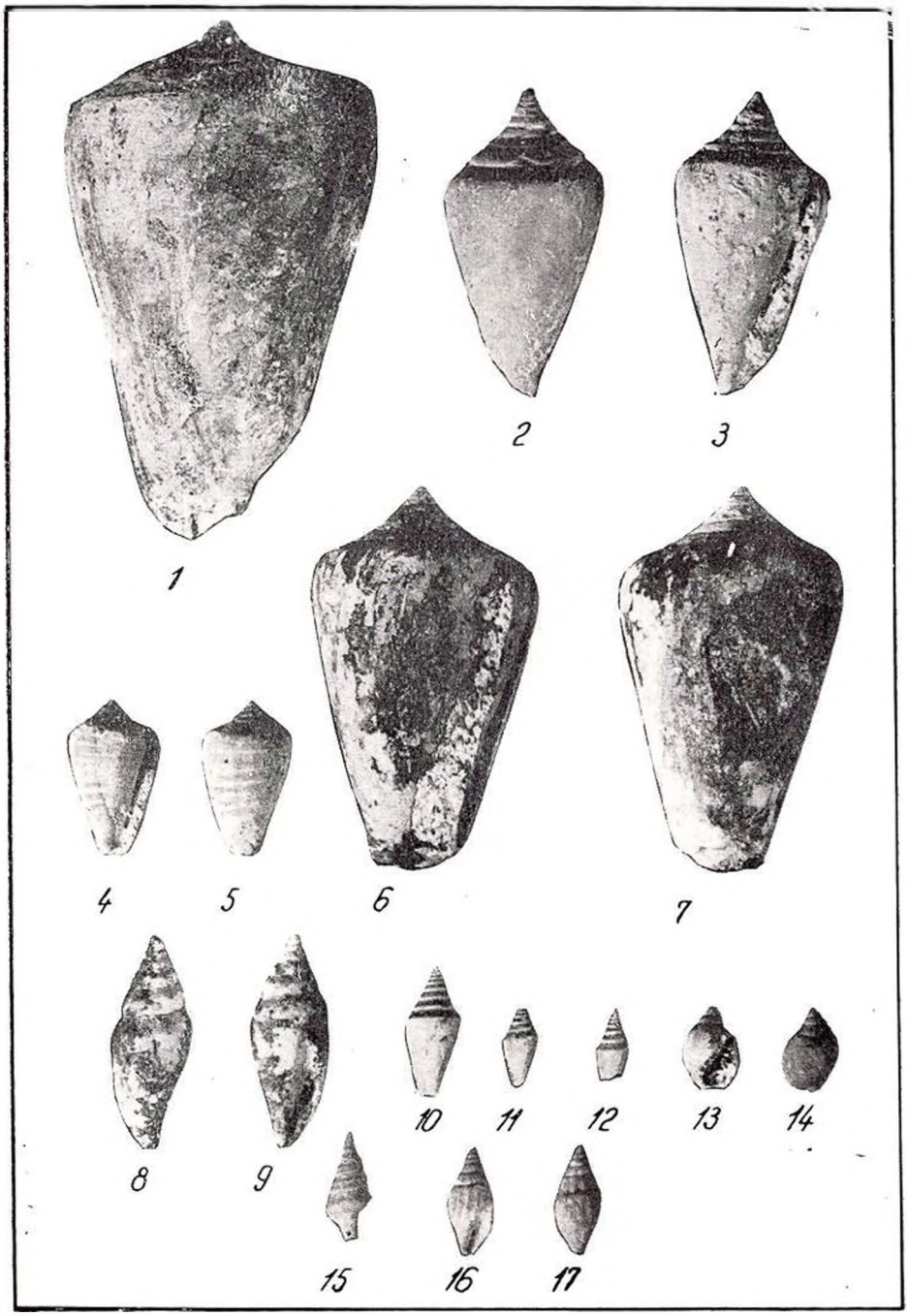
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVII

Fig. 1. — *Conus (Lithoconus) mercati miocaenicus* Sacco. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 2,3. — *Conus (Chelyconus) vindobonensis* Partsch in Hörnes. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 4,5. — *Conus (Chelyconus) fuscocingulatus* Bronn in Hörnes. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 6,7. — *Conus (Chelyconus) ponderosus ponderoaustriacus* (Sacco). Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 8,9. — *Conus (Conolithus) dujardini brezinae* Hoernes et Auinger. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 10—12. — *Conus (Conolithus) dujardini* Deshayes. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 13,14. — *Nassa (Phrontis) dujardini schönni* Hoernes et Auinger. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 15. — *Clavatula interrupta* Brocchi. Badenian superior. Minișul de Sus.
Fig. 16,17. — *Mitra (Pusia) ebenus* Lamarck. Badenian superior. Minișul de Sus.

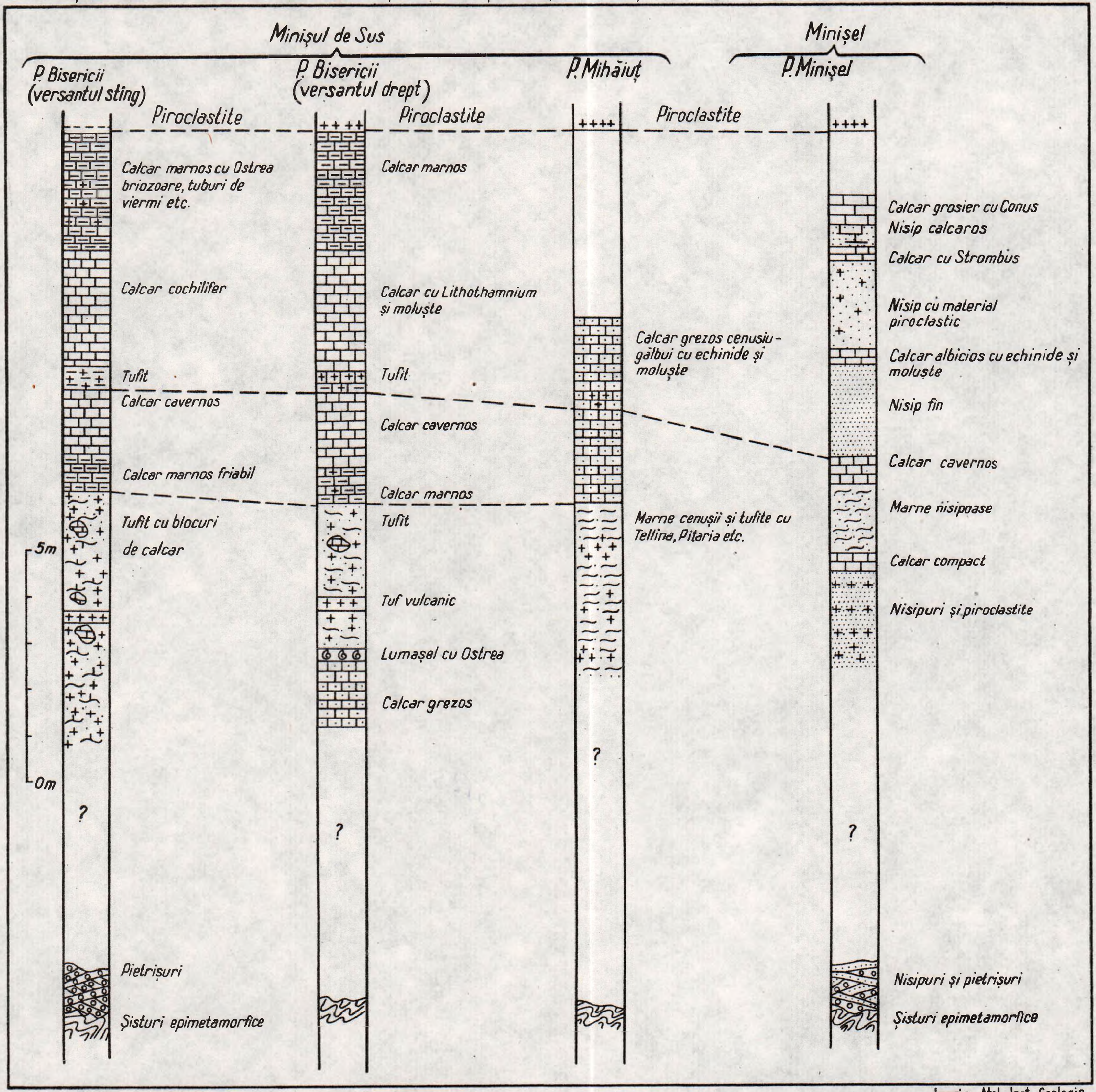
Institutul Geologic al României

E. Nicorici, Al. Sagatovici. Fauna badenian-superioară de la Minișul de Sus. Pl. XXVII.



Institutul Geologic al României

COLOANE STRATIGRAFICE ÎN DEPOZITELE BADENIENE DE LA MINIȘ ȘI MINIȘEL



Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

STUDII GEOLOGICE ŞI PETROGRAFICE ÎN PARTEA DE NE A MUNŢILOR RETEZAT, ÎNTRE PETRILA ŞI BĂNIŢA

DE

MARIA PAVELESCU[1]

Abstract

Geological and Petrographical Study of the North-Eastern Part of the Retezat Mountains between Petrila and Băniţa Areas. By the study of this region it was obviously revealed that it had been but quite tangentially investigated. For this fact the discovery of the sillimanite zone, which marks a very intense regional metamorphism, is due. The discovery of this zone imposes researches in extenso, and also relating to the reconsideration of metamorphic facies in the southern part of the Sebeş Mts, as well as in the north-eastern one of the Retezat Mts. Both the ACF, A'KF values and the relations between different normative components allowed to separate, on the one hand, types of pararocks and migmatites, and, on the other hand, the conditions and the metamorphic facies. From the tectonical point of view, one may remark that the fault located in the northern part of the Petroşani Basin, interrupted in the Petrila-Lupeni Zone on the 1 :200.000 map, Orăştie sheet, is continuing in this zone too.

Regiunea cartată şi studiată, cuprinde partea de NE a Munţilor Retezat, fiind delimitată de valea Băniţa, la nord, bazinul Petroşani la sud, valea Jiului pînă în apropierea localităţii Petrila, la est, iar spre vest regiunea e delimitată de un aliniament ce trece prin comuna Băniţa şi culmea Zănoaga.

Orohidrografia

Din punct de vedere orohidrografic se remarcă o culme principală de direcţie E-W, dealul Babii-Savastrului-Botanilor-Intreţia, ale cărei înălţimi trec de 1000 m. Din această culme, spre nord şi sud se desprind o

[1] Institutul Geologic , Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

serie de culmi şi coame scurte care, de cele mai multe ori, se opresc brusc fie în bazinul Haţeg-Băniţa, fie în cel al Petroşanilor. Dintre acestea, menţionăm în sud-estul regiunii culmea impunătoare, prin relieful său proeminent, a Zănoagei, iar în nord-est culmea Peştera Bolii-Piatra Roşie.

În ce priveşte reţeaua hidrografică a regiunii cercetate, ea este tributară văii Jiului românesc. În partea de nord a regiunii menţionăm valea Băniţa, care drenează toate apele din partea de sud a Munţilor Sebeş între Băniţa şi Peştera Bolii. Printre cele mai importante menţionăm: valea Roşie, valea Jigureasa, valea Jupîneasa. De asemenea ea drenează şi apele din partea de nord a culmii dealul Savastrului-Intreţia.

Valea Băniţa se varsă în valea Jiului transilvan între Petrila şi Petroşani.

În partea de sud a regiunii, apele se varsă direct, fie în valea Jiului românesc, cum sînt cele din vest, fie în Jiul transilvan, cazul apelor din estul regiunii. Astfel, menţionăm valea Crevediei care se varsă în valea Jiului românesc, în dreptul oraşului Vulcan şi valea Aninoasa care se varsă tot în valea Jiului românesc în dreptul localităţii Iscroni. În valea Jiului transilvan, în aval de Petroşani, se varsă valea Dîlja care, prin cei doi afluenţi ai săi, valea Chicioara şi valea Gruniului, îşi trage apele de sub culmea Cioaca-Intreţia.

Istoricul cercetărilor geologice

Literatura geologică referitoare la regiunea cercetată este foarte redusă. Interesul cercetărilor geologice s-a îndreptat în primul rînd asupra bazinului Petroşani şi în al doilea rînd asupra zonei centrale şi vestice a Munţilor Retezat. Unele lucrări, cu caracter cu totul general, amintesc tangenţial şi de regiunea cercetată şi în acest sens menţionăm lucrările aparţinînd lui Hauer şi Stache (1863), P. Lehmann (1884—1885), Toula (1897) etc. În 1869, Stur publică o notă, în urma excursiilor făcute în Munţii Retezat, în care descrie în zona centrală a munţilor, un masiv de gnaise, limitat la nord de micaşisturi şi filite.

În 1891, Inkey, în lucrarea sa de sinteză asupra Alpilor Transilvaniei, clasifică şisturile cristaline din Munţii Retezat în trei grupe. Odată cu această clasificare el stabileşte şi patru linii tectonice principale.

Primul care descrie granitele din Munţii Retezat este Schafarzik (1898).

În 1905, Nopcsa publică o lucrare asupra regiunii dintre Alba Iulia-Rusca Montană. Harta care însoţeşte lucrarea cuprinde şi datele mai vechi ale lui G. Halavats, C. Hofmann, L. Mrazec,

Institutul Geologic al României

L. Lóczy, M. Pálfy şi Schafarzik. În această hartă se fac o serie de separaţii mai detaliate.

În 1907, Murgoci, bazat pe clasificarea făcută de Mrazec, descrie pentru prima oară, raporturile tectonice între cele două grupe cristaline ale lui Mrazec şi în felul acesta se conturează structura în pînză de şariaj a Carpaţilor Meridionali.

În sinteza asupra Carpaţilor Meridionali din 1932, Streckeisen, nu aduce nici un element nou asupra Munţilor Retezat.

În 1933, Streckeisen şi Gherasi publică o notă şi o schiţă tectonică a Carpaţilor Meridionali între valea Jiului-Caransebeş-Porţile de Fier, în care cuprinde şi masivul Retezat.

Manolescu (1937) şi Ghica-Budeşti (1938) îşi publică lucrările lor de sinteză în care, însă, nu apar elemente noi din punct de vedere cartografic sau structural.

Prima lucrare de detaliu în care este tratată pe larg geologia şi petrografia Munţilor Retezat, este cea a lui Pavelescu (1949), publicată în 1953. În această lucrare, care reprezintă teza sa de doctorat, autorul separă în cadrul şisturilor cristaline ale autohtonului, mai multe serii cristaline : seria de Pilugu, seria de Drăgşan şi seria de Tulişa(de vîrstă carboniferă). În cadrul rocilor granitoide, se separă două masive distincte (masivul de Retezat şi masivul de Buta) şi se emite ipoteza palingenă a acestor masive. În cadrul celorlalte unităţi structurale, autorul descrie serpentinele din baza cristalinului pînzei getice [serpentine care erau considerate de Nopcsa (1905) ca tufuri diabazice], depozitele sedimentare ale autohtonului (semnalînd pentru prima oară prezenţa Doggerului şi a Neocomianului în regiune) şi cristalinul pînzei getice.

În 1958, Pavelescu încadrează şi paralelizează unităţile şi seriile cristaline din Munţii Retezat cu cele din restul Carpaţilor Meridionali, în lucrarea sa de sinteză.

În 1964, L. Pavelescu şi Maria Pavelescu publică o lucrare asupra regiunii Dealul Babii, în care descriu în cadrul cristalinului pînzei getice variate tipuri de gnaise micacee, micaşisturi, cuarţite micacee, amfibolite şi filoane de pegmatite.

În 1965, Micu[2] întocmeşte un raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri de mangan în partea de NE a Munţilor Retezat, în zona cuprinsă între Rîul Bărbat şi Valea Muncelului, care se întinde,

[2] C. Micu. Raport asupra prospecţiunilor pentru minereuri de mangan în partea de NE a munţilor Retezat (regiunea Uric-Vf. Tulişa). 1965. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

însă, la W de regiunea cercetată de noi. În acest raport, de importanţă economică, autorul face o descriere detaliată a formaţiunilor geologice întîlnite în regiunea cercetată.

Tot în 1965, P a v e l e s c u[3] întocmeşte o hartă geologică a părţii de sud a Munţilor Sebeş (între valea Taia şi valea Jigureasa), iar în 1971 întocmeşte un raport asupra regiunii Băniţa-Petrila în care semnalează pentru prima dată apariţia unei zone de gnaise cu sillimanit [4].

În ce priveşte geologia depozitelor bazinului Băniţa-Haţeg sau al Petroşanilor, menţionăm cercetările mai recente ale lui M a m u l e a (1954) în regiunea cuprinsă între Băniţa-Crivadia R ă i l e a n u (1955), D r ă g h i n d ă (1956), D r ă g h i n d ă et al. (1961)[5], C o n s t a n t i n o f f (1962) şi harta geologică de sinteză 1 :200.000 foaia Orăştie (1968).

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ A REGIUNII

Din punct de vedere geologic, regiunea cercetată se încadrează în schema Carpaţilor Meridionali concepută de M u r g o c i (1912) şi cuprinde următoarele unităţi structurale:

— depozitele sedimentare post-tectonice ale bazinelor Petroşani şi Haţeg;
— depozitele sedimentare ale cristalinului pînzei getice;
— cristalinul pînzei getice;
— depozitele învelişului sedimentar al autohtonului;
— cristalinul autohtonului;
— depozitele cuaternare şi actuale.

A) Depozitele sedimentare post-tectonice

În regiunea studiată acestea sînt reprezentate prin: depozitele bazinului Petroşani şi cele ale bazinului Haţeg.

[3] M a r i a P a v e l e s c u. Harta geologică a părţii de sud a munţilor Sebeş (între valea Taia şi valea Jigureasa). 1965. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[4] M a r i a P a v e l e s c u. Studii petrogenetice şi structurale asupra şisturilor cristaline mezometamorfice din partea de NE a munţilor Retezat, între Petrila şi Băniţa. 1971. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[5] I. D r ă g h i n d ă, D. S o c o l e a n u, Gh. I l i e s c u, M a r i a I l i e s c u, Gh. M ă r g ă r i t., M a r i a M ă r g ă r i t. Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru cărbuni în bazinul Haţeg. 1961. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

A_1) *Depozitele sedimentare ale bazinului Petroşani*

Aceste depozite ocupă o mare suprafaţă în regiunea studiată şi sînt reprezentate prin sedimente miocene (Burdigalian) şi oligocene (Aquitanian-Chattian şi Rupelian), care apar la limita cu şisturile cristaline ale pînzei getice.

Burdigalianul este reprezentat prin : conglomerate, gresii, marne, argile şistoase cu cărbuni.

Aquitanian-Chattianul este reprezentat prin : argile, marne, gresii şi cărbuni.

Rupelianul este reprezentat prin : conglomerate şi argile roşii.

A_2) *Depozitele sedimentare ale bazinului Haţeg*

În regiunea cercetată aceste depozite nu apar decît în capătul său estic, la Băniţa. Ele sînt reprezentate prin depozite sarmaţiene şi tortoniene, caracterizate prin calcare organogene, gresii, marne, tufuri, pietrişuri şi nisipuri.

B) **Pînza getică**

Formaţiunile pînzei getice sînt reprezentate atît prin fundamentul său cristalin, cît şi prin depozitele sedimentare care reprezintă învelişul său.

B_1) *Depozitele sedimentare ale pînzei getice*

Astfel de depozite, ce reprezintă învelişul sedimentar al pînzei getice, apar în regiunea noastră numai în partea de nord, între Băniţa şi Peştera Bolii şi între valea Jupîneasa şi Peştera Bolii. Cele care apar între valea Jupîneasa şi Peştera Bolii sînt reprezentate prin calcare albe, cenuşii masive de vîrstă Neocom-Apţian. Depozitele sedimentare dintre Băniţa-Peştera Bolii, sînt de vîrstă Jurasic şi Cretacic (Neocomian-Apţian, Cenomanian-Vraconian, Senonian şi Danian).

Danianul este reprezentat prin gresii cuarţoase la partea superioară şi conglomerate masive cu unele intercalaţii de gresii şi tufuri la partea inferioară.

Senonianul este constituit, de asemenea, din conglomerate şi gresii cuarţoase. Sub formă de intercalaţii, se mai întîlnesc argile şistoase şi marne. Intregul complex este fosilifer.

Vraconian-Cenomanianul este reprezentat prin microconglomerate, gresii cuarţoase şi marne fosilifere. Aceste formaţiuni apar însă în afara hărţii noastre.

Institutul Geologic al României

Neocomian-Apţianul este reprezentat, aşa după cum am menţionat mai sus, prin calcare masive, albe-roşietice.

Aceste formaţiuni n-au făcut însă obiectul cercetărilor noastre, de detaliu.

B_2) *Cristalinul pînzei getice*

Formaţiunile cristalinului pînzei getice au cea mai largă răspîndire în regiunea cercetată. Spre nord ele sînt acoperite de depozitele sedimentare ale bazinului Haţeg şi cele mezozoice de la Băniţa-Peştera Bolii-valea Jupîneasa. Spre est iau contact printr-o falie puternică, cu depozitele neogene şi paleogene ale bazinului Petroşani, iar spre sud-vest cu depozitele sedimentare şi cristalinul autohtonului.

Din punct de vedere al intensităţii metamorfismului s-au deosebit şisturi cristaline metamorfozate în condiţiile faciesului de şisturi verzi şi cele metamorfozate în condiţiile faciesului almandin-amfibolitic.

B_2 1. *Şisturile cristaline metamorfozate în condiţiile faciesului de şisturi verzi.* Aceste şisturi nu apar decît în partea de nord-est a regiunii cercetate, de o parte şi alta a văii Roşii. Ele sînt reprezentate prin şisturi cuarţitice şi cuarţite.

a) Şisturile cuarţitice. În aceste roci, granulele de cuarţ sînt recristalizate şi prezintă puternice extincţii ondulatorii. Unele cristale sînt larg dezvoltate, altele fine şi dispuse în dîre aproape paralele între ele. Granulele mai mici prezintă, de obicei, conture îndinţate şi dantelate. Printre aceste granule mărunte de cuarţ se întîlnesc şi granule mărunte de albit. Au fost întîlnite şi fenoblaste xenomorfe de albit cu conture amiboide. Aceste fenoblaste, nu trec însă de 1 mm grosime.

S-au întîlnit şi tipuri de şisturi cuarţitice în care granulele de cuarţ, împreună cu cele de albit, formează pături discontinui, de grosimi variabile şi în care, bineînţeles, cuarţul predomină. Conţinutul în anortit în aceste cristale de albit oscilează între 1 — 3%; $+2V = 72°$. Au fost întîlnite şi fenoblaste de albit care includ poikilitic numeroase granule de cuarţ, paiete de sericit, clorit şi rare granule de epidot.

Sericitul este, în general, dispus în masa rocilor în mod neregulat, iar cloritul (pennin) se prezintă sub formă de cuiburi.

Au fost întîlnite şi rare lamele de muscovit care sînt dispuse oblic sau perpendicular pe şistozitate.

În afară de aceste componente, trebuie să mai menţionăm sporadice apariţii de zircon, calcit, pirită, ilmenit şi apatit.

Institutul Geologic al României

Structura rocii este granoblastică cu tendinţă spre lepidoblastică sau porfiroblastică. Trebuie menţionat că rocile sînt uşor cataclazate. Unele cristale de cuarţ sau de albit şi de muscovit arată o cristalizare postcinematică.

În cadrul acestor şisturi cuarţitice, se întîlnesc şi unele tipuri care fac tranziţia spre gnaise albitice, iar altele spre şisturi cloritoase sau micacee, în funcţie de raportul între cuarţ şi albit, respectiv clorit sau minerale micacee.

b) Cuarţitele. Ele apar cu totul subordonat, ca intercalaţii de dimensiuni reduse, printre şisturile cuarţitice. În aceste roci cu structură granoblastică şi textură masivă, cuarţul ocupă pînă la 95% din volumul rocilor. Pe lîngă granulele de cuarţ de forme izometrice, mai menţionăm: albit, calcit, sericit, clorit, epidot, rutil, limonit.

Aspectele microfiziografice ale componentelor se aseamănă foarte mult cu cele din şisturile cuarţitice.

B_2 2. *Şisturile cristaline metamorfozate în condiţiile faciesului almandin-amfibolitic.* În cadrul acestor şisturi, au fost separate cartografic: gnaise biotitice, gnaise biotitice cu granaţi, gnaise biotitice cu biotit $\pm$ granaţi; micaşisturi $\pm$ granaţi şi sillimanit; cuarţite biotitice, şisturi cuarţitice cu biotit; amfibolite, gnaise amfibolice, şisturi amfibolice; gnaise migmatice; filoane şi cuiburi de pegmatite sau de cuarţ.

a) Gnaisele biotitice. Aceste gnaise formează, de fapt, fondul regiunii, fiind rocile cele mai răspîndite. Ele prezintă o structură granoblastică cu tendinţă spre cea granolepidoblastică şi o textură gnaisică uşor cataclastică.

În compoziţia lor intră: cuarţ, feldspaţi plagioclazi, ortoză, microclin, biotit $\pm$ granaţi, epidot, zoizit, sericit, turmalină, clorit, allanit, apatit, zircon, titanit, ilmenit, magnetit.

Cuarţul împreună cu feldspaţii formează pături care alternează cu cele filitoase, unde lamelele de biotit sînt strangulate şi amestecate cu solzi fini de biotit şi sericit. Granulele mărunte de cuarţ sînt recristalizate, dantelate şi corodează plajele şi granulele mai mari.

Biotitul este uşor pleocroic, uneori uşor decolorat sau cloritizat. Decolorarea ca şi cloritizarea este întovărăşită de exudarea ilmenitului de-a lungul suprafeţelor de clivaj, sau expulzarea titanitului grupat în în mici agregate.

În unele tipuri de gnaise biotitice, lamelele de biotit sînt diseminate în mod neregulat în masa rocilor şi în felul acesta le dă o tentă brună cenu-

Institutul Geologic al României

şie. Au fost întîlnite şi gnaise cu cuiburi de biotit de neoformaţie şi cu un pleocroism foarte intens.

Feldspaţii plagioclazi se prezintă sub formă de xenoblaste larg dezvoltate înglobînd poikilitic celelalte componente ale rocilor. Fenoblastele au, de regulă, forme ovoide şi ating uneori 1 mm lungime. Au fost întîlnite cristale de plagioclazi şi în afara păturilor cuarţo-feldspatice, formînd pături feldspatice independente. Conţinutul în anortit al plagioclazilor variază între 8 şi 17%, cu $2V = 87°$.

Ortoza se prezintă sub formă de galeţi. Cristalele de ortoză de multe ori sînt uşor corodate şi microclinizate sau albitizate.

Microclinul apare sub formă de xenoblaste, de dimensiuni ce variază între 0,04 — 1,3 mm. El este uşor sodic şi are $2V = 78°$.

Cloritul, ce se formează pe seama biotitului, este optic negativ şi cu un pleocroism ce variază de la gălbui-deschis la verde. Împreună cu cloritul apar apatitul, magnetitul, ilmenitul, titanitul şi zirconul.

Epidotul şi zoizitul apar sub formă de granule mărunte în apropierea lamelelor de biotit sau de clorit. Au fost întîlnite, alături de epidot sau zoizit şi granule de allanit (fig. 1 şi 2).

În gnaisele biotitice de pe valea Băniţa, vizavi de cariera de la Peştera Bolii, au fost întîlnite şi cristale de monazit alături de celelalte componente menţionate mai sus. Ele se prezintă sub formă de granule cu conture neregulate, brun-gălbui. Mărimea granulelor variază de la 0,07 — 0,66 mm. Unele din ele prezintă marginal aureole metamictice.

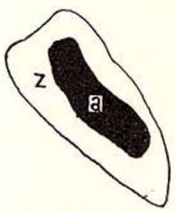


Fig. 1. — a, allanit; z, zoizit.
a, allanite; z, zoïsite.



Fig. 2. — a, allanit; p, pistacit; c, clorit.
a, allanite; p, pistacite; c, chlorite.

In unele gnaise biotitice apar sporadic cristale de almandin. Pe măsură ce porfiroblastele de granaţi cresc cantitativ, se face trecerea la gnaisele biotitice cu granaţi.

În aceste gnaise, structura granoblastică face trecerea spre cea porfiroblastică.

Institutul Geologic al României

Almandinul se prezintă sub formă de cristale idiomorfe predominînd formele de dodecaedru romboidal. E incolor pînă la roz deschis.Dimensiunile cristalelor variază de la 0,08 — 15 mm, cîteodată pînă la 2 cm. Uneori este cloritizat marginal sau de-a lungul crăpăturilor. În gnaisele biotitice cu granaţi, unele cristale de almandin conţin incluziuni de rutil, muscovit, cuarţ, magnetit, ilmenit, clorit.

În gnaisele de sub Culmea Intreţia, de pe valea Chicioara şi valea Cioaca, printre gnaisele biotitice şi micaşisturile cu granaţi s-au întîlnit şi gnaise biotitice cu sillimanit. De fapt, aceste gnaise şi micaşisturi cu sillimanit sînt pentru prima oară semnalate în această regiune.

Sillimanitul se prezintă sub formă de cristale prismatice, alungite după axul c. Frecvent, ele se dispun în agregate fibroase, uneori cu aranjament paralel, alteori fibrolitic-pîslos. Au fost întîlnite şi ace de sillimanit, în cuarţ sau biotit. Lungimea fibrelor variază de la 0,8 mm — 4-5 cm. Din punct de vedere optic $np = 1{,}656 - 1{,}660$; $nm = 1{,}658 - 1{,}661$ şi $ng = 1{,}677 - 1{,}682$; $ng - np = 0{,}020 - 0{,}021$. De fapt variaţia aceasta mare a indicilor de refracţie este funcţie de conţinutul în fier şi titan, ca impurităţi. $2E = 31 - 52°$. Unele cristale prezintă un uşor pleocroism care variază de la incolor la brun-deschis.

În unele tipuri de paragnaise, cristalele de sillimanit se asociază intim cu cele ale biotitului brun, proaspăt şi foarte puternic pleocroic. Se observă abundenţa cristalelor de sillimanit în gnaisele biotitice cuarţitice şi în micaşisturile biotitice cu almandin.

De fapt, gnaisele biotito-cuarţitice se deosebesc de tipul general al gnaiselor biotitice, prin cantitatea mai mare a cuarţului. În aceste gnaise, cuarţul intră într-un raport de 1 : 1 pînă la 3 : 1 faţă de feldspaţi. Dacă în gnaisele biotitice muscovitul este un component aproape permanent, bineînţeles în cantităţi mici, în gnaisele cuarţitice el apare cu totul sporadic ca şi granaţii.

În aceste gnaise se întîlnesc destul de frecvent concreşteri mirmekitice (fig.3).

De asemenea, în unele din gnaisele biotitice cuarţifere, au fost întîlnite concreşteri micropegmatitice ale cuarţului cu feldspaţii.

b) M i c a ş i s t u r i . Aceste roci apar sub formă de intercalaţii, destul de numeroase, printre gnaisele biotitice.

Din punct de vedere al compoziţiei mineralogice au fost întîlnite micaşisturi comune (cu biotit şi muscovit), micaşisturi cu almandin şi micaşisturi cu sillimanit.

Institutul Geologic al României

Structura rocilor este lepidoblastică-porfiroblastică, iar textura şistoasă.

În compoziţia lor mineralogică intră: feldspaţi plagioclazi, cuarţ, muscovit, biotit, clorit, almandin, sillimanit, turmalină, magnetit, ilmenit, rutil, zircon apatit, epidot.



Fig. 3. — p, plagioclazi; q, cuarţ; m, microclin; b, biotit.

p, plagioclases; q, quartz; m, microcline; b, biotite.

Feldspatul plagioclaz apare sub formă de granule cu conture neregulate şi de dimensiuni ce variază între 0,08 — 0,5 mm, uneori, unele granule ating diametrul de 3 mm. Granulele de plagioclazi pot apărea uneori şi izolate, de cele mai multe ori, ele se grupează în agregate dispuse de-a lungul şistozităţii rocilor. Sînt maclate atît după legea albitului, cît şi a periclinului. Unele din cristale prezintă o uşoară zonare, în sensul că în zonele marginale conţinutul în anortit este de ~14%, iar în nucleu de 10%. În genere, cristalele sale sînt proaspete, dar conţin, uneori, incluziuni de cuarţ sub formă de stropi mărunţi, muscovit, magnetit, rutil. Unele micaşisturi conţin pînă la 20% plagioclazi, iar în altele, aceştia pot lipsi completamente.

Cuarţul, sub formă de xenoblaste izometrice, apare constant în toate tipurile de micaşisturi. Unele cristale sînt mărunte (0,05 mm), altele larg dezvoltate (5 mm), însă cu un pronunţat aspect de cataclază. În timp ce cristalele mărunte prezintă o extincţie slab evidenţiată, la cele mari ea este puternic pronunţată sub formă de draperii.

Biotitul ca şi muscovitul, se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate şi dispuse în pături paralele sau onduloase, scoţînd în evidenţă structura şi textura rocilor. Lamelele de biotit nu trec în lungime de 1,20mm, dimensiunile lor variind între 0,1 — 0,8mm; cele de muscovit, însă, ating lungimi de circa 1 cm. De foarte multe ori lamelele de biotit sînt concrescute paralel cu cele de muscovit. Frecvent lamelele de biotit, marginal sau de-a lungul clivajelor, prezintă un început de cloritizare (pennin). Pleocroismul

Institutul Geologic al României

biotitului variază de la *np* = brun-gălbui deschis la *ng* = brun închis de cafea. Conţine frecvent incluziuni de magnetit, rutil, zircon.

Cloritul, care se formează fie pe seama biotitului, sau a granaţilor, are o birefringenţă slabă; este optic negativ şi prezintă un slab pleocroism (*np* = incolor slab verzui, *ng* = verzui). Sub formă de incluziuni conţine granule de magnetit şi ace de sagenit.

Muscovitul se asociază, aşa cum am menţionat mai sus, cu biotitul sau cu păturile cuarţo-feldspatice. $2V_{np} = \sim 39°$. Unele lamele mai larg dezvoltate, sau unele agregate muscovitice mulează porfiroblastele de cuarţ sau de granaţi şi iau în felul acesta forma de S.

Cristalele de almandin se prezintă sub formă de idioblaste de 0,3 — —3 mm diametru. Au fost întîlnite şi cristale de dimensiuni ce ating 1 cm diametru. Este incolor, roz deschis şi izotrop. În jurul unor cristale de almandin se întîlnesc adesea plaje limonitice rezultate din alterările pe care le suportă acesta. De regulă cristalele de almandin conţin incluziuni de cuarţ, muscovit, biotit, clorit, rutil, zircon, ilmenit, magnetit, uneori chiar şi turmalină.

De cele mai multe ori granaţii sînt învăluiţi de lamelele de muscovit sau de clorit.

În procesele de cataclază mai pronunţată, granaţii arată o biotitizare a lor.

Ca şi plagioclazii, granaţii nu apar în toate tipurile de micaşisturi. Se observă o preferinţă în sensul că ei apar mai frecvent în micaşisturile bogate în muscovit.

Sillimanitul n-a fost întîlnit decît în micaşisturile de pe valea Chicioara. Aspectele lui microfiziografice sînt asemănătoare cu cele descrise în gnaisele biotitice cu sillimanit. Ceea ce trebuie însă de adăugat este faptul că, în micaşisturi varietăţile fibrolitice ale sillimanitului sînt mult mai frecvente.

Turmalina, în aceste micaşisturi, se prezintă sub formă de cristale prismatice cu feţele $(10\bar{1}0)$ şi $(11\bar{2}0)$ bine dezvoltate. Pleocroismul său este puternic: ω = brun-gălbui închis, ε = gălbui deschis în unele cristale; în alte cristale ω = galben cenuşiu deschis, ε = brun cenuşiu.

Celelalte componente nu prezintă aspecte microfiziografice deosebite. Trebuie însă menţionat că pe valea Chicioara au fost întîlnite micaşisturi relativ bogate în zircon (0,5—1,5%). În aceste micaşisturi cristalele de zircon apar atît ca incluziuni în biotit, cu puternice aureole radioactive, cît şi ca indivizi izolaţi. Forma granulelor de regulă este elipsoidală, avînd lungimea de 0,03—0,08 mm.

Institutul Geologic al României

c) Cuarţitele şi şisturile cuarţitice cu biotit. Ca şi micaşisturile, cuarţitele apar sub formă de intercalaţii printre gnaisele biotitice. Structura rocilor este granoblastică la cuarţite şi granolepidoblastică la şisturile cuarţitice, iar textura masivă pînă la şistoasă sau rubanată. În compoziţia lor mineralogică întră : cuarţ, ortoză, microclin, plagioclazi, biotit, muscovit (foarte rar), clorit, magnetit, rutil, zircon, apatit, hematit.

Din punct de vedere al dimensiunilor, granulele de cuarţ se repartizează unele la cele fine (0,01 — 0,15 mm), iar altele la cele mai mari (0,3 — 1,2 mm). Granulele mai larg dezvoltate au conture neregulate şi sînt frecvent fisurate. În creşterile blastice se observă cum ele înglobează granulele mai mici. Şi granulele mici prezintă conture neregulate, însă ecrescenţele amiboidale nu sînt atît de adînci, ca la cele mari. În timp ce granulele mari prezintă puternice extincţii ondulatorii, cele mici din contră, arată extincţii aproape drepte.

Granulele mai mici apar, de regulă, în asociaţie cu cele de albit şi de microclin, iar cele mari cu ortoză. În cadrul granulelor mari se întîlnesc frecvent dungile Böhmice, din care unele sînt paralele între ele, altele în schimb divergente. Dispoziţia lor generală uneori este conformă cu şistozitatea, alteori ea este oblică sau perpendiculară pe ea. Uneori granulele mai mari de cuarţ sînt învelite de o peliculă fină de limonit.

Albitul din agregatul cuarţitic fin, se prezintă sub formă de granule proaspete, izometrice, cu conture neregulate. Unele lamele prezintă macle după legea albitului ; conţinutul în anortit variază între 3 — 8%, uneori atinge şi 13% .

Granulele de microclin apar în mod analog ca şi cele de feldspaţi plagioclazi, în cristale proaspete şi cu conture blastice.

Au fost întîlnite şi unele nuclee de microclin în ortoză, prinse în procesul de microclinizare.

Cristalele de ortoză apar de regulă împreună cu granulele mai larg dezvoltate de cuarţ, ca nişte galeţi. Contururile ei sînt angulare, iar dispoziţia este cu totul neregulată în masa rocii. În genere este puternic caolinizată.

Biotitul, sub formă de solzi sau lamele este brun închis-galben deschis. Conţine uneori incluziuni de magnetit, rutil, apatit sau zircon. Incluziunile de zircon sînt înconjurate de aureole de culoare închisă sau neagră.

Celelalte componente nu prezintă aspecte microfiziografice deosebite.

Institutul Geologic al României

În ce priveşte şisturile cuarţitice cu biotit, acestea se deosebesc de cuarţite prin apariţia în cantitate mai mare a mineralelor micacee şi a feldspaţilor.

Mineralele micacee (biotit, muscovit, sericit, clorit) scot în evidenţă şi caracterele structurale şi texturile specifice ale acestor roci.

d) Amfibolite, gnaise amfibolice, şisturi amfibolice. Rocile amfibolice apar sub formă de intercalaţii de dimensiuni relativ reduse, 2 — 20 m grosime şi de 1 — 120 m lungime.

Au fost întîlnite tipuri plagioclazice, biotitice, granatifere sau epidotice.

Structura rocilor este granoblastică-nematoblastică, iar textura rubanată-gnaisică-şistoasă. În compoziţia lor mineralogică intră : plagioclazi, amfiboli, biotit, cuarţ, clorit, epidot-zoizit, clinozoizit, granaţi, muscovit, titanit, magnetit, rutil, zircon, apatit, pirită, cromit, ilmenit, calcit, talc.

Plagioclazii apar mai ales în gnaisele amfibolice, sub formă de xenoblaste, de dimensiuni ce variază între 0,3 şi 0,8 mm. Au fost întîlnite şi cristale de 1mm. În genere cristalele prezintă o zonalitate bine evidenţiată şi care variază de la 25% An în nucleu, la 33% An în zona marginlă. Au fost întîlnite însă şi cristale cu un conţinut de numai 7% An, sau de 38 — 40% An. În unele roci amfibolice cu granaţi, zonalitatea plagioclazilor variază de la 35% An în nucleu la 42% An în zona marginală.

Amfibolii din aceste roci se prezintă sub formă de hornblendă, tremolit şi actinot.

Hornblenda comună, se prezintă sub formă de cristale prismatice cu feţele (110) şi (010) bine dezvoltate. Dimensiunile sale variază între 0,17 — — 0,8 mm. Au fost întîlnite şi cristale de 5 mm lungime. Pleocroismul său variază de la galben verzui-galben deschis, brun cenuşiu pentru *np*, gălbui-verzui închis-brun verzui după *nm* şi verde închis cu slabe nuanţe albăstrui-verde sau brun deschis după *ng*. Unghiul de extincţie $c : ng = 15 — 22\%$, iar $2Vnp = 70 — 86°$. Sub formă de incluziuni conţine granule fine de plagioclazi, titanit, ilmenit, magnetit, biotit, rutil, apatit. Terminal, uneori ea se fasciculizează şi trece în tremolit sau actinot. De-a lungul clivajelor sau marginal, în unele şisturi amfibolice, hornblenda se cloritizează. Această cloritizare atrage după sine formarea de titanit, magnetit şi epidot.

În ce priveşte tremolitul, acesta apare mai ales în unele amfibolite epidotice. Este incolor, slab verzui cu $c : ng = 15 — 16°$ şi $2V = 79 — 86°$.

Institutul Geologic al României

Actinotul, frecvent în şisturile amfibolice, este verzui şi apare în cristale prismatice aciculare cu $c:ng = 14 - 16^\circ$ şi $2V = 79 - 84^\circ$.

În asociaţie cu cristalele de tremolit se întîlnesc frecvente agregate solzoase de talc (fig. 4).

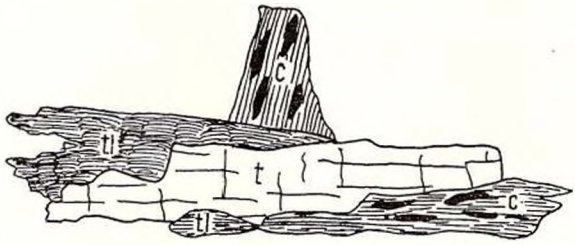


Fig. 4. — c, clorit; tl, talc; t, tremolit.
c, chlorite; tl, talc; t, trémolite.

În amfibolitele cu biotit se observă cum lamelele de biotit se intercalează printre prismele de amfiboli. În această asociaţie biotitul este decolorat, cu exudarea titanitului printre clivaje, ca şi a granulelor de epidot şi zoizit.

În aproape toate secţiunile se întîlnesc numeroase granule de rutil şi ilmenit, uneori înconjurate de o margine de leucoxen.

În unele şisturi amfibolice, ca şi în gnaisele amfibolice, se întîlnesc numeroase ace fine de actinot, sparte şi amestecate în dezordine într-un agregat de culoare brună format din granule submicroscopice de epidot şi leucoxen. Din loc în loc se întîlneşte şi cîte un cristal prismatic, mai mare, de actinot şi de epidot alături de granule de cuarţ cu extincţie ondulatorie, solzi de sericit şi biotit decolorat sau cloritizat şi fenoblaste de albit.

În unele gnaise amfibolice se observă o structură net cataclastică. Au fost întîlnite de asemenea amfibolite şi şisturi amfibolice cataclazate. Aceste roci pot fi interpretate ca milonite amfibolice unde recristalizarea albitului este net postcinematică.

Biotitul în amfibolite şi îndeosebi în amfibolitele biotitice sau în gnaisele amfibolice, apare sub formă de lamele, uneori larg dezvoltate, de dimensiuni ce variază între 0,1 şi 0,9 mm; au fost întîlnite şi lamele de 1,6 mm. Pleocroismul lor este foarte pronunţat: np = galben foarte deschis, $nm = ng$ = roşu brun. Uneori, biotitul se transformă într-un clorit incolor, optic pozitiv.

Cristalele din seria epidot-zoizitului, întîlnite în rocile amfibolice, apar într-un mod foarte variat în ce priveşte forma şi dimensiunile granulelor.

Institutul Geologic al României

Granulele de epidot apar, de obicei, de dimensiuni ce variază între 0,08 — 0,3 mm; au fost întîlnite cristale şi de 0,5 mm. Pleocroismul lor variază între incolor pînă la galben deschis; $c : ng = 5°$, iar $2Vng = 68°$, mai ales la varietăţile pistacitice.

Zoizitul şi clinozoizitul au fost întîlniţi mai ales în şisturile amfibolice şi amfibolitele granatifere. Zoizitul apare sub formă de cristale incolore cu $2V\ ng = \sim 46°$, iar clinozoizitul apare mai ales ca produs epigenetic al plagioclazilor. E incolor, slab cenuşiu, $c : ng = 12°$ şi $(+)\ 2Vng = \sim 82°$.

În unele gnaise, pe lîngă mineralele din grupul epidot-zoizit au fost întîlnite şi cristale de allanit în legătură cu acestea, cu biotit sau clorit.

Cuarţul, în aceste roci, apare de regulă sub formă de xenoblaste izometrice dispuse în mod neregulat în masa rocilor. De cele mai multe ori el se asociază cu cristalele de plagioclazi.

Granatul (almandin), ca şi în celelalte tipuri de roci, apare sub formă de porfiroblaste de dimensiuni ce variază între 0,3 — 0,8 mm, uneori chiar 1 mm. Este incolor, slab roz. De foarte multe ori este cloritizat parţial.

Cloritul, care se formează fie pe seama granaţilor, fie pe cea a amfibolilor sau a biotitului, este asociat de obicei cu epidotul (pistacit), (fig. 5).

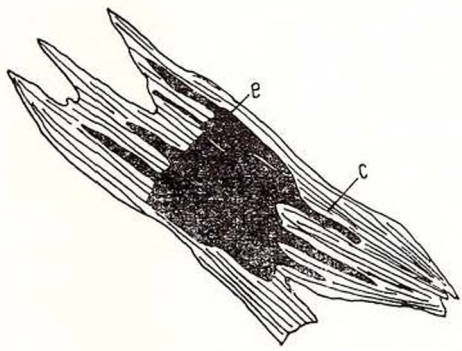


Fig. 5. — e, epidot; c, clorit (pennin).
e, épidote; c, chlorite (pennine).

Ceea ce trebuie în mod deosebit de remarcat este faptul că de unele roci amfibolice este legată o abundenţă relativă de titanit cum este cazul amfibolitelor de pe valea Aninoasa la confluenţa cu valea Muncelului. De asemenea, trebuie menţionat că printre amfibolitele de sub Culmea Intreţia, se găsesc unele cu tremolit şi granaţi.

Printre rocile amfibolice de pe Culmea Intreţia au fost întîlnite şi intercalaţii de cloritite. În aceste roci, antigoritul se dispune în cuiburi cu structuri radiare şi ocupă pînă la 99% din volumul rocilor.

Institutul Geologic al României

e) Gnaise migmatice. Sub această denumire sînt reunite toate tipurile de gnaise mixte arteritice sau venitice. Ele ocupă alături de gnaisele biotitice arii destul de larg dezvoltate. Unele din aceste gnaise migmatice se prezintă ca niște gnaise granitice, aplitice sau oculare, lenticulare, etc.

Structura rocilor este foarte variată, predomină însă cele granoblastice, iar texturile oscilează de la cele masive la cele lenticulare, oculare și plan liniare.

În compoziția acestor gnaise migmatice intră: feldspați potasici, plagioclazi, cuarț, biotit, clorit, epidot, amfiboli, muscovit, zircon, magnetit, apatit, titanit, granați.

Feldspații potasici apar, îndeosebi, sub formă de microclin. Ortoza n-a fost întîlnită decît într-un mod cu totul sporadic, în unele gnaise oculare cataclastice, cum sînt cele de pe valea Chicioara. Microclinul se prezintă într-o gamă foarte variată de aspecte. Dimensiunile sale variază de obicei între 0,2 și 0,7 mm în gnaisele granitice și aplitice; în cele oculare, în schimb, ele apar în unele ochiuri cu diametre de 3 — 4 cm. Nu se prezintă niciodată în conture idiomorfe, ci blastice-amiboidale, în schimb ortoza prezintă parțial conture idiomorfe. In timp ce cristalele de microclin sînt proaspete și nu conțin decît cu totul întîmplător solzi de sericit, cele de ortoză sînt puternic epigenizate cu o pulbere fină de natură caolinoasă. Microclinul este maclat după legea albitului + periclinului și conține numeroase concreșteri mirmekitice. Au fost întîlnite și concreșteri micropegmatitice. Microclinul apare și sub formă de plaje care sînt prinse în procesul de microclinizare. Aceste procese sînt uneori însoțite sau secundate de cele de albitizare.

Plagioclazii, apar sub formă de xenoblaste de dimensiuni ce variază între 0,3 — 0,8 mm; au fost întîlnite și porfiroblaste de 2,5 — 3 mm. Frecvent ei sînt maclați după legea Karlsbad, a albitului și a periclinului. În genere sînt proaspeți, doar cîțiva solzi de sericit se observă de-a lungul clivajelor.

În gnaisele granitice se întîlnesc la aceste cristale slabe structuri zonare, în sensul că nucleul este format dintr-un plagioclaz cu 15% An, iar zona marginală dintr-un plagioclaz cu 19% An. O zonalitate mai evidentă se întîlnește la gnaisele granitice cu amfiboli.

În gnaisele oculare au fost întîlnite cristale cu nucleul mai bazic decît zona marginală și invers (15% An în nucleu și 12% An în zona marginală și respectiv 11% în nucleu și 14% An în zona marginală).

Institutul Geologic al României

În gnaisele aplitice conţinutul în anortit al plagioclazilor este de natura albitului 6 — 7%.

Aşa cum am menţionat mai sus, au fost întîlnite şi zone de albitizare cu un albit de 2 — 4% An.

Cuarţul în gnaisele migmatice, se prezintă sub formă de xenoblaste incolore, de dimensiuni cuprinse între 0,1 — 1,10 mm în gnaisele granitice şi 1,50 mm în gnaisele oculare. Este izometric şi are conture dantelate şi amiboidale. Uneori granulele de cuarţ ciuruiesc poikilitic cristalele de plagioclazi, sau chiar de microclin. Granulele mai mari, mai ales cele din gnaisele oculare conţin dungi Böhmice dispuse oblic pe şistozitatea rocilor.

Biotitul, din gnaisele migmatice, se prezintă sub formă de lamele de dimensiuni cuprinse între 0,1 şi 1,3 mm. E puternic pleocroic (*np* = = brun-gălbui deschis, iar *nm* = *ng* = brun-verzui închis). Majoritatea cristalelor prezintă o cloritizare în intensităţi variate. Cloritul format este galben deschis-verde gălbui. Odată cu această cloritizare se formează ace de sagenit. De altfel, biotitul conţine sub formă de incluziuni granule de magnetit, apatit, plagioclazi, rutil şi zircon cu aureole pleocroice închise la culoare.

Hornblenda, atunci cînd apare, se prezintă sub formă de xenoblaste, de dimensiuni cuprinse între 0,3 şi 0,9 mm, uneori chiar 1,5 mm. E pleocroică (*np* = galben-verzui deschis, *nm* = verde-oliv şi *ng* = verde-albăstrui închis); $c : ng = 22°$ şi 2 Vnp = ~55°. Frecvent conţine incluziuni de titanit şi magnetit.

Celelalte componente nu prezintă caractere microfiziografice deosebite. Ele variază doar în ce priveşte raporturile lor cantitative.

Filoane şi cuiburi de pegmatite sau de cuarţ. În ce priveşte aceste roci, trebuie să menţionăm de la început că filoanele de cuarţ sînt cu totul subordonate acelora de pegmatite.

Printre pegmatite au fost întîlnite şi tipuri cuarţoase, feldspatice, pe de o parte, iar pe de altă parte micropegmatite şi pegmatite propriuzise.

a) Pegmatite. Ele apar sub formă de filoane de cîţiva metri (2 — 10 m), alcătuite din cristale larg dezvoltate, cu aspect tipic rocilor pegmatitice.

Macroscopic, se observă: cristale mari de culoare roz de microclin, albe de plagioclazi, incolore de cuarţ, lamele negre de biotit, cristale prismatice negre de turmalină, etc. Dimensiunile microclinului ating uneori valori de 2 — 10 cm, iar cele ale cristalelor de plagioclazi de 3 cm.

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică a acestor roci este formată din : microclin, plagioclazi, cuarț, biotit, muscovit, turmalină, epidot, titanit, magnetit, granați, apatit, zircon, clorit, rutil.

Microclinul se prezintă sub formă de granule cu conture neregulate de dimensiuni foarte variabile : de la 0,06 mm la 10 cm. Frecvent este maclat în rețea de grătar și conține uneori stinghii de albit sau concreșteri mirmekitice. Cuarțul din mirmekite este dispus divergent, în evantai. Mirmekit-plagioclazul este un albit-oligoclaz.

Cristalele de microclin sînt în genere proaspete, dar conțin uneori incluziuni de cuarț, plagioclazi, muscovit, biotit, apatit. Au fost întîlnite și concreșteri micropegmatitice cu cuarțul.

Plagioclazii sînt maclați polisintetic după legea albitului sau a periclinului și conțin între 6 și 16% An. La unele cristale s-a întîlnit în nucleu 16% An, iar în zona marginală 12% An. Multe din granulele de plagioclazi sînt concrescute cu cele de cuarț în structuri micropegmatitice. În cristalele mai mari de plagioclazi au fost întîlnite granule sau plaje de microclin cu procese evidente de substituire. Unele cristale mai mari sînt puternic epigenizate cu sericit și clinozoizit, iar altele conțin rare incluziuni de biotit, muscovit, cuarț, microclin, apatit sau magnetit.

Cuarțul este xenomorf, izometric și cu conture neregulate. Și dimensiunile sale variază foarte mult de la 0,03 mm la 3 — 4 cm. În pegmatitele cuarțitice, agregatele ocupă masa principală a rocilor (65 — 80%). Unele din aceste cristale prezintă aspecte ușoare de cataclază.

Muscovitul și biotitul nu prezintă aspecte microfiziografice deosebite, doar pe cele ce privesc dimensiunile cristalelor.

Turmalina, în varietatea schörl, se prezintă sub formă de cristale prismatice groase, fără fețe terminale. Pleocroismul său variază de la ε = galben slab, la ω = brun închis cu slabe dungi verzi. Sub formă de incluziuni, în cristalele de turmalină, se întîlnesc uneori granule mărunte de magnetit, apatit, cuarț și solzi de muscovit. În cristalele de turmalină cu ε = galben, cu dungi roșietice și ω = albăstrui închis, cu slabe dungi verzui, nu se întîlnesc decît incluziuni de cuarț și apatit.

În unele micropegmatite, cum sînt cele de pe valea Chicioara, au fost întîlnite și cristale de ortoză. Aceste cristale sînt însă, în cea mai mare parte microclinizate. De altfel, procesele de microclinizare sînt foarte larg dezvoltate în toate tipurile de pegmatite. Alături de procesele de microclinizare, pe scară largă, se întîlnesc și cele de albitizare și silicifiere.

b) Filoane de cuarț. Aceste roci apar cu totul sporadic sub formă de cuiburi sau filoane, de dimensiuni în genere reduse.

Institutul Geologic al României

În compoziţia lor, cuarţul sub formă de xenoblaste de dimensiuni variabile (0,03 mm — 4 cm), ocupă aproximativ 98% din volumul rocilor.

Alături de cristalele de cuarţ, mai apar uneori lamele de biotit total cloritizate, microclin, turmalină şi granaţi.

Unele cuiburi şi filoane de cuarţ sînt puternic cataclazate şi se prezintă ca nişte brecii.

C) Autohtonul

Formaţiunile geologice ale autohtonului sînt reprezentate atît prin fundamentul cristalin, cît şi prin învelişul său sedimentar.

C_1) *Învelişul sedimentar al Autohtonului*

În partea de sud a regiunii cercetate, pe versantul sud-estic al văii Crevedia, chiar la intrarea în localitatea Dealul Babii, apare un masiv (Zănoaga) de calcare albe-cenuşii de vîrstă neocom-apţiană. Aceste calcare iau contact spre nord-est, de-a lungul liniei de şariaj, cu şisturile cristaline ale seriei de Sebeş-Lotru ale pînzei getice, iar spre nord-vest şi sud-vest ele stau discordant peste formaţiunile cristaline ale fundamentului cristalin al autohtonului. Astfel, spre nord, ele stau peste şisturile şi filitele grafitoase ale seriei de Tulişa, iar spre vest peste şisturile cristaline ale complexului sericito-cloritos al seriei de Drăgşan şi peste rocile granitoide de tip Buta.

C_2) *Fundamentul cristalin al autohtonului*

C_2 2. *Şisturile cristaline ale seriei de Tulişa.* La confluenţa văii Crevedia cu valea ce vine dinspre Culmea Cununa, s-a interceptat limita dintre depozitele sedimentare mezozoice şi şisturile cristaline ale seriei de Tulişa.

Spre NE, aceste şisturi sînt încălecate de-a lungul unei linii de şariaj, de şisturile cristaline ale pînzei getice. Spre NW ele stau discordant peste şisturile cristaline ale complexului sericito-cloritos al seriei de Drăgşan iar spre sud, iau contactul de-a lungul unei falii cu şisturile cristaline ale aceleiaşi serii (Drăgşan).

În zona cercetată nu apar decît şisturile cristaline ale orizontului superior al seriei de Tulişa şi sînt reprezentate prin variate tipuri de filite şi şisturi grafitoase şi sericitoase.

a) Filitele grafitoase ± sericitoase. Structura rocilor este tipic lepidoblastică, iar textura filitoasă.

Institutul Geologic al României

În compoziția lor mineralogică intră : cuarț, grafit, sericit, calcit, limonit, pirită.

Cuarțul, se prezintă sub formă de granule cu conture dantelate și de dimensiuni ce variază între 0,01 și 0,5 mm. Sporadic, au fost întîlnite și unele cristale ce ating dimensiuni de 1,4 mm. Granulele de cuarț poartă urmele unei cataclaze, destul de puternice și din această cauză extincțiile sale ondulatorii apar ca niște draperii. De cele mai multe ori granulele de cuarț însoțesc benzile sericitoase, dar se întîlnesc și granule, mai ales cele mai mari, care sînt dispuse în mod neregulat în masa rocilor.

Grafitul, se prezintă sub forma unor solzi foarte fini (0,003—0,01 mm) și ocupă circa 75% din masa rocilor. Uneori solzii de grafit formează benzi și pături subțiri ce alternează cu cele de sericit, alteori ei formează cuiburi în asociație cu granulele fine de cuarț, calcit și solzi de sericit.

Sericitul este cu totul subordonat grafitului și se prezintă tot sub formă de solzi foarte fini, uneori submicroscopici. De multe ori, păturile de sericit sînt impurificate de plaje limonitice.

În mod sporadic, se întîlnesc în masa rocii și cristale cubice de pirită.

b) Șisturile și filitele sericitoase. Structura rocilor este lepidoblastică, iar textura șistoasă-filitoasă.

Compoziția mineralogică este formată din : cuarț, sericit, clorit, albit, epidot, rutil, zircon, limonit.

Cuarțul se prezintă sub formă de granule de dimensiuni variabile (0,01—0,7 mm) și cu conture dantelate. În cristalele mai mari se observă că ele au suferit procese de cataclază, din cauza aceasta extincția este puternic ondulatorie. El formează împreună cu sericitul pături alternative cu cele formate din sericit și clorit. Uneori formează împreună cu albitul cuiburi care dau aspectul porfiroblastic al rocilor.

Sericitul, sub formă de solzi, formează masa fundamentală a rocii. Unghiul 2V np $= \sim 40°$. Conține numeroase incluziuni de rutil și zircon care se prezintă sub formă de granule opace foarte fine.

Cloritul apare de asemenea sub formă de lamele și solzi fini, al căror pleocroism variază de la verde-albăstrui la galben-deschis cu dungi slabe verzui. Unele lamele sînt puternic limonitizate. Sub formă de incluziuni conține : rutil cu un pleocroism ce variază foarte slab de la gălbui la galben, granule opace și zircon.

Albitul apare în mod sporadic sub forma unor cristale proaspete și cu conture neregulate. Conținutul în anortit al acestor cristale variază între 3 și 7%.

Institutul Geologic al României

Epidotul şi zirconul apar, cu totul sporadic, sub forma unor granule mărunte şi cu conture rotunjite.

TECTONICA

Din punct de vedere tectonic, regiunea cercetată se încadrează în stilul tectonic general al Carpaţilor Meridionali, schiţat de către Gh. M. M u r g o c i (1912).

Regiunea cercetată are o suprafaţă prea mică pentru a se putea trage concluzii mai generale, astfel că ne vom rezuma la descrierea unor raporturi şi accidente tectonice locale.

Trebuie însă să menţionăm , chiar de la început, că în regiunea cercetată se întîlnesc cele trei unităţi tectonice majore ale Carpaţilor Meridionali : autohtonul, pînza getică şi bazinele intramontane post-tectonice.

Autohtonul este reprezentat atît prin fundamentul său cristalin (şisturile orizontului superior al seriei de Tulişa), cît şi prin învelişul său sedimentar mezozoic.

Pînza getică este reprezentată şi ea prin fundamentul ei cristalin (şisturile cristaline ale seriei de Sebeş-Lotru), cît şi prin învelişul său sedimentar mezozoic.

Bazinele intramontane sînt reprezentate prin cel al Haţegului şi al Petroşanilor, cu depozitele lor paleogene şi neogene, respectiv oligocene şi miocene.

Şariajul pînzei getice peste formaţiunile autohtonului, în regiunea cercetată, nu se poate observa decît în capătul sud-vestic de-a lungul văii Crevedia. În această zonă, şisturile cristaline ale pînzei getice, reprezentate prin faciesul almandin-amfibolitic al seriei de Sebeş-Lotru, încalecă atît peste depozitele sedimentare neocomian-apţiene (calcarele de Zănoaga) ale autohtonului, cît şi peste şisturile cristaline paleozoice inferioare ale seriei de Tulişa, ca şi peste cele ale complexului superior al seriei de Drăgşan.

În cadrul intim al pînzei getice menţionăm falia din zona sudică a depozitelor neocom-apţiene de pe spinarea cristalinului getic. Falia aceasta de la Piatra Roşie se continuă spre sud-vest la Peştera Bolii-Botani şi Băniţa. Învelişul sedimentar mezozoic din această zonă are o poziţie discordantă faţă de şisturile cristaline din fundament, în partea lor nordică şi ia contact cu ele printr-o falie în partea sudică. Falia aceasta este, de fapt, scoasă bine în evidenţă şi de elementele morfologice care marchează denivelări brusce de zeci de metri.

Institutul Geologic al României

Menţionăm că, cristalinul pînzei getice dintre Petrila şi valea Crevedіei ia contact cu formaţiunile sedimentare ale bazinului Petroşani de asemenea printr-o falie. Şi în zona aceasta falia este evidenţiată de elemente morfologice.

În afară de aceste accidente tectonice din cadrul cristalinului pînzei getice mai menţionăm o serie de accidente tectonice, cu caracter cu totul local. Astfel menţionăm falia de direcţie NNE-SSE de pe culmea Cioaca-Peştera Bolii, falia de aceeaşi direcţie dealul Muncelului — dealul Savastrului şi falia de direcţie NNE-SSW, de-a lungul văii Roşii.

Menţionăm că în regiunea cercetată, în cadrul cristalinului getic, s-au putut distinge mai multe cute sinclinale, de direcţie NE-SW, care sînt deplasate uneori de faliile menţionate mai sus.

Depozitele cuaternare şi actuale

Depozitele sedimentare cuaternare sînt reprezentate prin cele ale Holocenului superior. În regiunea cercetată ele se caracterizează prin acumulări fluviale, depozite coluviale, etc.

În ce priveşte depozitele actuale ele sînt reprezentate prin acumulările provenite din exploatările miniere din bazinul Petroşani (halde).

Concluzii petrogenetice

Regiunea cercetată aparţine, în cea mai mare parte, cristalinului pînzei getice. În constituţia lui, în cel mai estic sector al Munţilor Retezat, intră: gnaise biotitice, gnaise biotitice cu granaţi, gnaise biotitice cu granaţi şi sillimanit, gnaise cuarţitice cu biotit $\pm$ granaţi, micaşisturi $\pm$ granaţi şi sillimanit, cuarţite biotitice, şisturi cuarţitice cu biotit, amfibolite, gnaise amfibolice, şisturi amfibolice, gnaise migmatice, filoane şi cuiburi de pegmatite sau de cuarţ.

Studiile mineralogice şi chimice au scos în evidenţă o gamă foarte variată de tipuri de pararoci metamorfozate în condiţiile faciesului almandin-amfibolitic (tab. 1).

Din punct de vedere al compoziţiei mineralogice normative (tab. 2), se constată în gnaise o dominare netă a plagioclazilor acizi. Raportul între $ab : an = 23 : 2$, între feldspaţii potasici şi plagioclazi este de 13 : 37, iar în cazul feldspaţilor alcalini este de 19 : 6 albit : ortoză. De unde reiese că rocile provin din metamorfismul unor gresii feldspatice.

În ce priveşte gnaisele migmatice, care provin din procesele de migmatizare a unor paragnaise, se constată că raportul între albit şi ortoză este aproximativ acelaşi de 3 :1, iar între plagioclazi şi feldspaţii potasici

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Rezultatele analizelor chimice

elem. %	8	41	38	21	20	35
SiO_2	45,80	47,32	78,44	68,41	61,50	73,05
Fe_2O_3	2,36	2,22	0,08	0,65	0,89	0,09
FeO	6,88	7,01	1,0	2,98	3,09	0,25
Al_2O_3	20,0	19,47	13,0	16,12	19,0	15,35
TiO_2	0,75	1,35	0,12	0,27	0,35	urme
CaO	9,10	10,78	1,12	1,96	3,22	1,54
MgO	10,2	6,70	0,40	2,70	2,40	0,20
MnO	0.20	0,19	0,15	0,13	0,38	urme
P_2O_5	0.06	0,11	0,12	0,07	1,38	0,05
S	urme	0,03	urme	lipsă	lipsă	lipsă
Na_2O	2,48	3,50	2,91	2,96	2,45	5,38
K_2O	0,31	0,29	1,59	2,16	3,22	2,88
$H_2O^{-105°}$	0.20	0,10	0,12	0,25	0,25	0,15
$H_2O^{+105°}$	1,19	0,57	0,95	0,97	1,31	0,84
CO_2	0,10	lipsă	0,07	0,08	0,12	0,04
P.C.	1,49	0,67	1,12	1,30	1,68	1,03

Analist: N e d e l c u G e t a

el este de 39 :11. În timp ce în gnaisele biotitice ortoza intră într-un procent de 8,80%, în cele migmatice ea ocupă 15,10% din volumul rocilor. În aceste gnaise migmatice se observă un aport foarte însemnat de potasiu şi de sodiu. În gnaisele biotitice, albitul intră într-un procent de 24,42%, iar în cele migmatice de 47,77%.

De fapt, nu numai unele gnaise au suferit aceste procese de migmatizare, ci şi unele micaşisturi. Astfel, în micaşisturile normale, raporturile între feldspaţi variază în felul următor : $(ab + an) : or = 2,7 : 1$; $ab : or = 1,7 : 1$. În rocile puternic afectate de procesele de migmatizare, aceste raporturi variază astfel : $(ab : an) : or = 1,6 : 1$; $ab : or = 1,12 : 1$. De exemplu în micaşisturile comune, ortoza apare într-un procent de 8,27%, iar în cele migmatizate 18,67% ; albitul în aceleaşi tipuri de roci, apare într-un procent de 17,31% respectiv 21,50%.

În ce priveşte raportul între cuarţ şi feldspaţi se observă că, în timp ce în gnaisele biotitice şi în micaşisturi el înclină spre conţinutul în cuarţ (cuarţ : feldspaţi este de 1,63 :1 în gnaise şi de 1,7 : 1 în micaşisturi), unde este de 57,70% în gnaise, respectiv de 54,78% în micaşisturi ; în rocile migmatice cuarţul este cu totul subordonat feldspaţiilor. Astfel, în aceste gnaise, feldspaţii apar în cantităţi ce variază între 47%—70%. Raportul între feldspaţi şi cuarţ este de 1,63 :1 respectiv 2,9 :1.

Institutul Geologic al României

Din proiecția *q* :*or* :*ab* reiese în mod evident că pararocile (38 — gnais biotitic cuarțifer și 21 — micașist biotitic) sînt în genere sărace în feldspați potasici, dar bogate în cuarț. Gnaisele migmatice (20 și 35) sînt mai bogate în feldspați și mai sărace în cuarț (fig. 6).

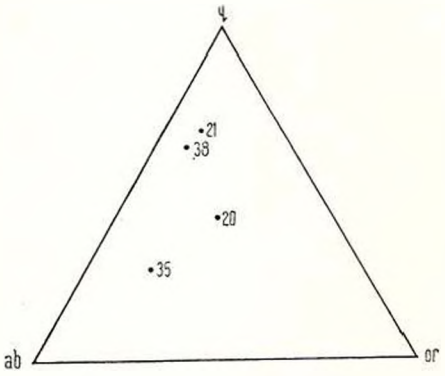


Fig. 6. — Raportul feldspaților alcalini și cuarț (q : or : ab).

Rapport entre les feldspathe alcalins et le quartz (q : or : ab).

Din formulele cristalochimice (tabel 3), se poate calcula bilanțul geochimic.

Din acest bilanț reies următoarele pentru rocile gnaisice :

$$K_{31,6}Na_{8,97}Ca_{1,40}Mg_{0,26}Fe^{++}_{0,15}Fe^{+++}_{0,05}Al_{15,60}Si_{63,04}$$

$$\frac{K_{1,67}Na_{4,72}Ca_{0,51}Mg_{0,51}Fe^{++}_{0,66}Fe^{+++}_{0,05}Al_{12,94}Si_{66,30}}{+1,49+4,25+0,89-0,25-0,45+2,66-3,26}$$

Deci, din acest bilanț, reiese în mod evident că pentru formarea gnaiselor migmatice a fost necesar un aport de 1,49 potasiu, 4,25 sodiu, 0,89 calciu și 2,66 aluminiu. În același timp s-a făcut un transfer de 3,26 siliciu, de 0,25 magneziu și 0,45 fier bivalent.

În cazul micașisturilor, bilanțul geochimic este următorul :

$$K_{3,57}Na_{4,14}Ca_{2,99}\ Mg_{3,09}Fe^{++}_{2,25}Fe^{+++}_{0,58}Al_{19,52}Si_{53,74}$$

$$\frac{K_{1,58}Na_{3,33}Ca_{1,23}Mg_{2,35}Fe^{++}_{1,44}Fe^{+++}_{0,28}Al_{11,08}Si_{66,62}}{+1,99+0,81+1,76+0,74+0,81+0,30+8,44-12,88}$$

Și în cazul lor se observă un aport masiv de potasiu de 1,99, sodiu 0,81, calciu 1,76, magneziu 0,74, fier bivalent și trivalent 0,81 respectiv 0,30 și aluminiu 8,44 și a unui transfer de 12,88 siliciu.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Minerale normative

Gnais biotitic cuarţifer (38)		*Micaşist biotitic (21)*		*Gnaise migmatice (35,20)*	
ap	0,39	*ap*	0,09	*ap*	0,12 — 2,85
il	0,18	*il*	0,30	*il*	— — 0,58
or	8,80	*or*	8,27	*or*	15,10 — 18,67
ab	24,42	*ab*	17,31	*ab*	21,50 — 47,77
an	1,84	*an*	6,06	*an*	6,84 — 7,21
c	3,64	*c*	2,43	*c*	4,69 — 5,90
mt	0,06	*mt*	1,90	*mt*	0,08 — 0,76
en	1,30	*en*	6,05	*en*	0,69 — 8,16
fs	1,67	*fs*	2,80	*fs*	0,40 — 5,22
q	57,70	*q*	54,78	*q*	23,84 — 29,52

TABELUL 3

Formule cristalochimice

(38) $L_{1.67}\ Na_{4.72}\ Ca_{0.51}\ Mg_{0.51}\ Fe^{++}_{0.66}\ Mn_{0.10}\ Fe^{+++}_{0.05}\ Al_{12.94}\ Ti_{0.05}\ Si_{66.30}\ [O_{154.67}\ (OH)_{5.33}]_{160}$

(21) $K_{1.58}\ Na_{3.33}\ Ca_{1.23}\ Mg_{2.35}\ Fe^{++}_{1.44}\ Mn_{0.03}\ Fe^{+++}_{0.28}\ Al_{11.08}\ Ti_{0.10}\ Si_{66.62}\ [O_{156,28}\ (OH)_{3.72}]_{160}$

(35) $K_{3.16}\ Na_{8.97}\ Ca_{1.40}\ Mg_{0.26}\ Fe^{++}_{0.15}\ Fe^{+++}_{0.05}\ Al_{15.60}\ Si_{63.04}\ [O_{155.18}\ (OH)_{4.82}]\ 160$

(20) $K_{3.57}\ Na_{4.14}\ Ca_{2.99}\ Mg_{3.09}\ Fe^{++}_{2,25}\ Mn_{0.26}\ Fe^{+++}_{0,58}\ Al_{19,52}\ Ti_{0.21}\ P_{0,99}\ Si_{53..74}[O_{146.57}(OH)_{13.43}]_{160}$

(8) $K_{0.34}\ Na_{4.57}\ Ca_{9,25}\ Mg_{14.43}\ Fe^{++}_{5,45}\ Mn_{0.11}\ Fe^{+++}_{1.65}\ Al_{22.32}\ Ti_{0.51}\ Si_{43.53}\ [O_{152,46}\ (OH)_{7.54}]_{160}$

(41) $K_{0.34}\ Na_{.639}\ Ca_{10.86}\ Mg_{9,33}\ Fe^{++}_{5,48}\ Mn_{0,11}\ Fe^{+++}_{1,52}\ Al_{21.60}\ Ti_{0.90}\ Si_{44,51}\ [O_{150.16}\ (OH)_{9.84}]_{160}$

În ce privește rocile amfibolice, se observă că ele sînt bogate în feldspaţi plagioclazi (40—60%). Plagioclazii anortitici predomină net asupra celor albitici. Mineralele melanocrate variază între 32% şi 55%. Natura plagioclazilor şi a mineralelor melanocrate ne duce la concluzia că aceste roci s-au format pe seama unor roci eruptive bazice.

TABELUL 4

În tabelul 4 sînt redate valorile ACF şi A'KF, care variază în felul următor.

nr. crt.	proba	A	C	F	A'	K	F	tipul de rocă
1	21	41,44	8,38	49,96	29,77	12,06	58,12	micaşist biotitic
2	20	21,64	58,57	19,74	29,96	16,82	53,08	gnais migmatic
3	38	58,42	17,83	23,66	55,72	17,40	26,78	gnais biotitic cuarţifer
4	35	59,69	25,25	15,01	13,87	67,38	18,71	gnais migmatic
5	8	24,97	22,21	50.88	3,24	2.09	94,61	amfibolit
6	41	25,13	28,68	45,96	14,82	0,97	83,96	amfibolit

Institutul Geologic al României

Din proiecția acestor valori reiese că rocile amfibolice se încadrează în diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 și deficit de K_2O (fig. 7), cu paragenezele formate din hornblendă + almandin + andezit și hornblendă + tremolit și andezin.

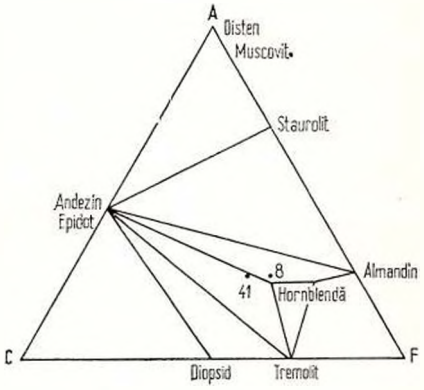


Fig. 7. — Diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 și deficit de K_2O. Faciesul amfibolitic—almandin.

Diagramme ACF pour les roches à excès de SiO_2 et déficit de K_2O. Faciès amphibolitique-almandine.

Pentru gnaisele migmatice s-a utilizat diagrama A'KF pentru rocile cu exces de SiO_2 și Al_2O_3 (fig. 8). În această proiecție se observă că rocile

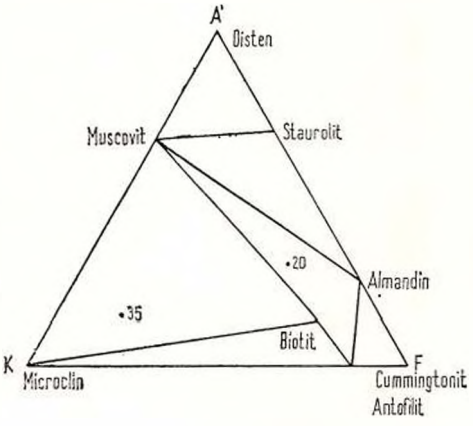


Fig. 8. — Diagrama A'KF pentru rocile cu exces de SiO_2 și Al_2O_3. Facies amfibolitic — almandin.

Diagramme A'KF pour les roches à excès de SiO_2 et Al_2O_3. Faciès amphibolitique — almandine.

se repartizează la paragenezele: microclin + biotit + muscovit și biotit + almandin + muscovit.

Institutul Geologic al României

În cazul gnaiselor biotitice şi a micaşisturilor s-a utilizat diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 şi K_2O (fig. 9). Rocile se plasează în cîmpul paragenetic almandin + sillimanit + anortit.

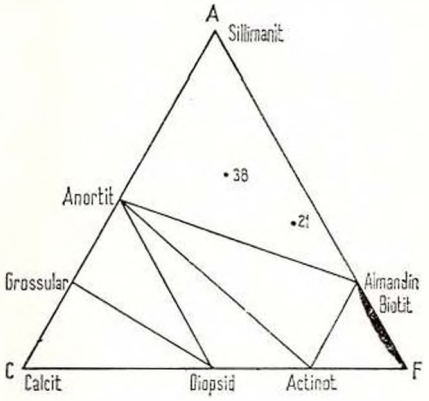


Fig. 9. — Diagrama ACF pentru rocile cu exces de SiO_2 şi K_2O. Faciesul amfibolitic — almandin.
Diagramme ACF pour les roches à excès de SiO_2 et K_2O. Faciès amphibolitique-almandine.

Localizarea probelor analizate :

nr. 21, micaşist biotitic, valea Cioaca ;
nr. 20, gnais migmatic, valea Cioaca ;
nr. 38, gnais biotitic cuarţifer, pîrîul Chicioara ;
nr. 35, gnais migmatic, pîrîul Intreţia ;
nr. 8, amfibolit, culmea Chicioara ;
nr. 41, amfibolit, pîrîul afluent al văii Băniţa, cota 1020 m.

BIBLIOGRAFIE

Constantinof D. (1962) Cercetări geologice în partea de SW a Munţilor Sebeş. *D. S. Inst. Geol.*, XLIV (1956—1957), Bucureşti.

Drăghindă I. (1956) Prezenţa Cretacicului superior în bazinul Petroşani. *Comunic. Acad. R.P.R.*, 6, 6, Bucureşti.

Ghika Şt. Budeşti (1938) Pëtrographie et tectonique des Carpates Méridionales. *Rev. géogr. physique*, XI, Paris.

Hauer F. R., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, Wien.

Inkey v. Bella (1891) Die Transylvanischen Alpen von Rotenturmpass bis zum Eisernen Thor. *Math. u. Naturwiss. Berichte*, IX, Hälfte, Budapest.

Mamulea A. (1954) Geologia regiunii Băniţa-Crivadia. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.

Manolescu G. (1937) Étude géologique et pëtrographique dans les Munţii Vulcan (Carpates méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Murgoci G. (1907) Contribution à la tectonique des Carpates Méridionales. *C.R. Ac. Paris*, 3 Juillet (aussi *Buletinul Soc. de Ştiinţe* XVI) Bucureşti.

— (1907) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C.R. Ac. Paris.*, 1905, 31 Juillet (aussi *Bul. Soc. Ştiinţe*, XVI) Bucureşti.

— (1907) Sur l'âge de la grande nappe de chariage des Carpates méridionales. *C.R. Ac. Paris*, 1905, 4 sept. (aussi *Bul. Soc. Ştiinţe*, XVI.) Bucureşti.

— (1912) The geological synthesis of the south Carpathians. *C.R. Congr. Geol. Intern.* XI, Stockholm.

Nopcsa Fr. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervár, Deva, Ruszkabanya u. d. rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.*, Bd. XIV, 4, Budapest.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de SE a munţilor Retezat. *An. Com. Geol.* XXV, Bucureşti.

— (1958) Geologia Carpaţilor Meridionali. *An. Rom. Sov., secţia Ştiinţe Geologice*, I—II/2, Bucureşti.

— Pavelescu Maria (1964) Geologia şi petrografia văii Jiului românesc între Oslea şi Petroşani. *An. Com. Geol.* XXXIII, Bucureşti.

Savu H., Pavelescu Maria, Stancu Iosefina, Lupu Denisa (1968) Harta geologică sc. 1 :200.000 foaia 26 Orăştie. L. 34—XXIV, Inst. Geol. Bucureşti.

Răileanu Gr. (1955) Burdigalianul de pe pîrîul Sălătruc şi consideraţii generale asupra bazinului Petroşani. *Rev. Univ. Parhon* 6—7, Bucureşti.

Schafarzik Fr. (1898) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ormenyes und Vercserova S-lich von Karansebeş im Komitate Krasso-Szöreny. *Jahresb. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1896, Budapest.

Streckeisen A. (1932) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931, Bucureşti.

— Gherasi N. (1933) Récherches géologiques dans les Carpates Méridionales entre la vallée du Jiu, Caransebeş et les Portes de Fer. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XIX (1930—1931), Bucureşti.

Stur D. (1869) Die Umgebung von Cornia, Cornievera, Teregova, u. Slatina. *Verhandl. d.k.k. geol. R. A.*

Toula Fr. (1897) Vorläufiger Bericht über eine weitere Reise in die Transylvanischen Alpen. *Neues Jahrb. für Min. Geol. Pal.* Wien.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DANS LA PARTIE DE NE DES MONTS RETEZAT, ENTRE PETRILA ET BĂNIȚA

(Résumé)

La région étudiée occupe la partie NE du massif de Retezat. Elle est située entre Petrila et Băniţa, le bassin de Petroşani, la vallée du Jiu et la Crête de Zănoaga.

Au point de vue géologigue structural on y a séparé plusieurs unités qui reviennent : aux bassins intramontagneux, à la nappe gétique et à l'autochtone.

Les formations sédimentaires des bassins intramontagneux sont représentées par : les dépôts post-tectoniques des bassins de Petroşani et de Haţeg d'âge oligicène et miocène. La nappe gétique est représentée par les dépôts sédimentaires d'âge jurassique et crétacé et par des formations cristallophylliennes. L'autochtone est, lui aussi, représenté par des dépôts d'âge néocomien-aptien et par des dépôts cristallophylliens.

Le cristallin de la nappe gétique représente l'unité la plus étendue dans la région examinée ; ces formations sont constituées de roches et minéraux métamorphisés en conditions du faciès des schistes verts ou dans celles du faciès almandine amphibolitique, en fonction de l'intensité du métamorphisme régional survenu dans cette zone.

Les schistes cristallins métamorphisée en conditions du faciès des schistes verts, occupent une surface restreinte, dans la partie de NE de la région et sont représentés par des schistes quartzitiques et par des quartzites.

Les plus répandus schistes cristallins sont ceux métamorphisés en conditions du faciès almandine-amphibolitique, constitués de différents types de gneiss, micaschistes, quartzites, amphibolites recoupés par d'innombrables filons et nids de pegmatites et quartz de dimensions variables. Un fait particulier est la présence des gneiss et des micaschistes à sillimanite, pour la première fois signalés dans la région qui accusent un degré élevé de métamorphisme régional dans cette zone du cristallin gétique. La découverte de la zone à sillimanite exige d'étendre les recherches géologiques et de classifier à nouveau les faciès métamorphiques aussi dans les zones environnantes, notamment dans la partie méridionale des Monts Sebeş et dans celle septentrionale des Monts Retezat.

Il a été mentionné la présence dans ce faciès de nombreux minéraux accessoirs comme le zircon et le titanite dans certaines roches et le monazite dans les gneiss biotitiques, signalés pour la première fois dans la région.

Les études minéralogiques et chimiques effectuées révèlent de nombreux types de migmatites métamorphisées en conditions du faciès almandine-amphibolitique. L'étude des minéraux normatifs et des paramètres ACF et A'KF, ont permis d'intégrer avec plus de précision ces roches dans ce faciès et on a pu faire quelques séparations sur la genèse des roches, à partir

Institutul Geologic al României

des projections effectuées dans le cadre de ce faciès au sujet des roches à excès en Al_2O_3 et SiO_2 d'une part et de celles pauvres en SiO_2 d'autre part. A partir des calculs des bilans géochimiques on a pu déterminer les échanges survenus au cours des processus de métasomatose échanges qui ont conduit à la migmatisation de certains types de roches.

L'autochtone est très peu répandu dans la région, surtout son soubassement cristallin. Il est représenté dans cette zone seulement par des schistes cristallins, notamment par ceux de l'horizon supérieur de la série de Tulişa formé de diffférents types de phyllites et de schistes graphiteux et séricituex, surmontés en discordance dans la partie NW et SW par la couverture sédimentaire de l'autochtone.

Au point de vue tectonique sont mentionnés les accidents tectoniques de la région, representés par différents éléments structuraux (failles, plis, synclinaux), parfois seulement locaux, tant dans l'aire d'extension de la nappe gétique qu'au contact de celle-ci et l'autochtone ou le sédimentaire mésozoïque ou le Néogène. Est à remarquer la faille située dans la partie septentrionale du bassin de Petroşani, interrompue dans la zone de Petrila-Lupeni sur la feuille géologique Orăştie au 1 :200.000^e, mais qui dans la présente étude se continue aussi dans cette zone, où le cristallin de la nappe gétique prend contact avec les formations sédimentaires du bassin de Petroşani. Nous mentionnons également le charriage de la nappe gétique sur les formations de l''autochtone, à l'extrémité SW de la région étudiée, le long de la vallée de Crevedia, où les schistes cristallins mésométamorphiques sous-faciès almandin-amphibolitique de la série de Sebeş-Lotru chevauchent les dépôts néocomiens-aptiens de l'autochtone et ceux paléozoïques inférieurs de la série de Tulişa.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région située dans la partie NE des Monts Retezat entre Petrila et Băniţa.

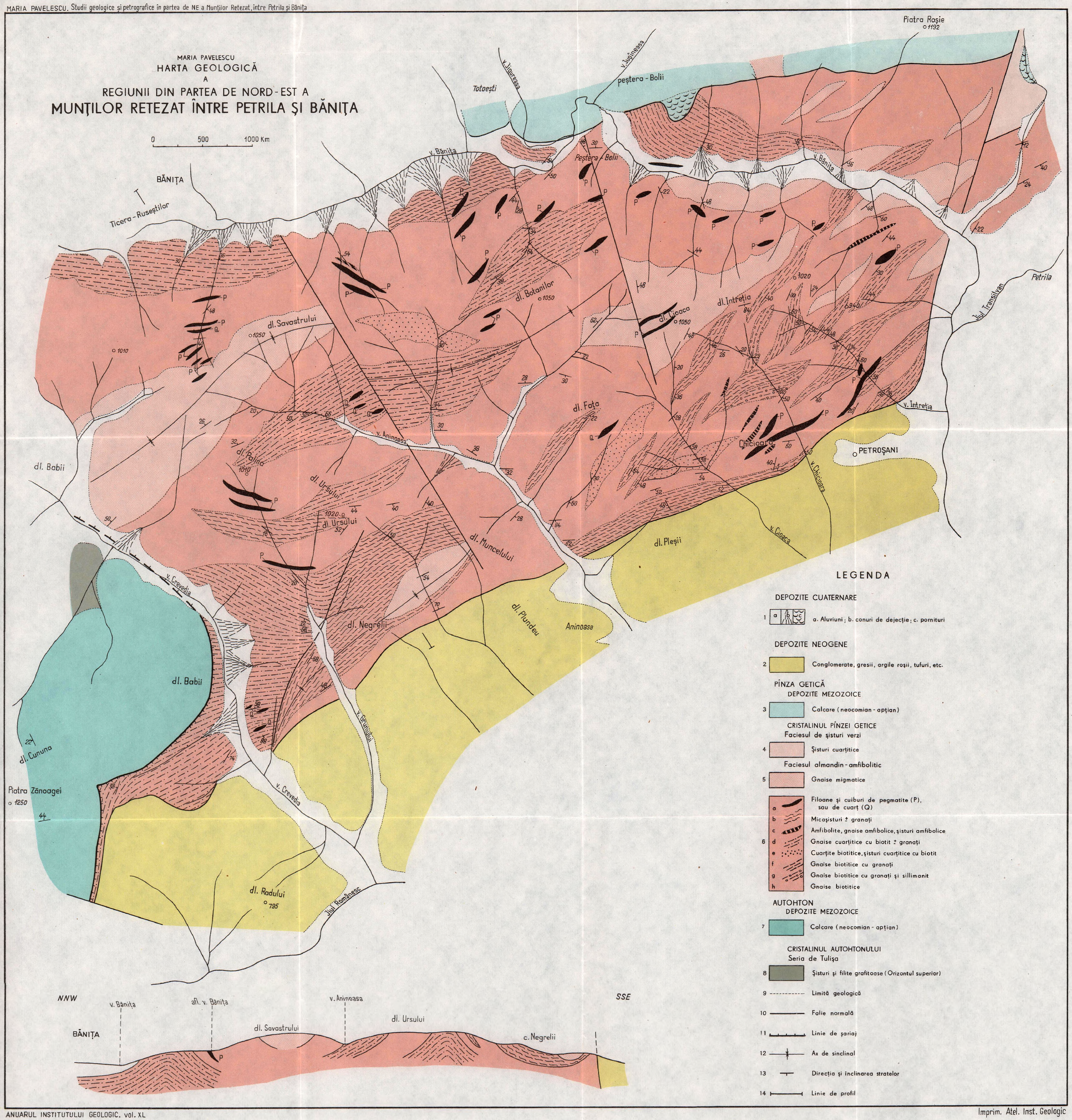
Dépôts quaternaires : 1 a, alluvions ; b, cônes de déjection ; c, éboulis. Dépôts néogènes : 2, conglomérats, grès, argiles rouges, tufs. Nappe Gétique. Dépôts mésozoïques : 3, calcaires (Néocomien-Aptien). Cristallin de la nappe gétique. Faciès des schistes verts : 4, schistes quartzitiques. Faciès almandine-amphibolitique : 5, gneiss migmatiques ; 6a, filons et nids de pegmatites (P) ou de quartz (Q) ; b, micaschistes $\pm$ grenats ; c, amphibolites, gneiss amphiboliques, schistes amphiboliques ; d, gneiss quartzitiques à biotite $\pm$ grenats ; e, quartzites biotitiques, schistes quartzitiques à biotite ; f, gneiss biotitiques à grenats ; g, gneiss biotitiques à grenats et sillimanite ; h, gneiss biotitiques. Autochtone. Dépôts mésozoïques : 7, calcaires (Néocomien — Aptien). Cristallin autochtone. Série de Tulişa : 8, schistes et phyllites grap-hiteuses (horizon supérieur). 9, limite géologique ; 10, faille normale ; 11, ligne de charriage ; 12, axe de synclinal ; 13, direction et inclinatin des couches ; 14, ligne de coupes géologiques.

Institutul Geologic al României

MARIA PAVELESCU

HARTA GEOLOGICĂ
A
REGIUNII DIN PARTEA DE NORD-EST A
MUNȚILOR RETEZAT ÎNTRE PETRILA ȘI BĂNIȚA

0 500 1000 Km



LEGENDA

DEPOZITE CUATERNARE

1 a. Aluviuni; b. conuri de dejecție; c. pornituri

DEPOZITE NEOGENE

2 Conglomerate, gresii, argile roșii, tufuri, etc.

PÎNZA GETICĂ

DEPOZITE MEZOZOICE

3 Calcare (neocomian - apțian)

CRISTALINUL PÎNZEI GETICE

Faciesul de șisturi verzi

4 Șisturi cuarțitice

Faciesul almandin - amfibolitic

5 Gnaise migmatice

6
- a Filoane și cuiburi de pegmatite (P), sau de cuarț (Q)
- b Micașisturi ± granați
- c Amfibolite, gnaise amfibolice, șisturi amfibolice
- d Gnaise cuarțitice cu biotit ± granați
- e Cuarțite biotitice, șisturi cuarțitice cu biotit
- f Gnaise biotitice cu granați
- g Gnaise biotitice cu granați și sillimanit
- h Gnaise biotitice

AUTOHTON

DEPOZITE MEZOZOICE

7 Calcare (neocomian - apțian)

CRISTALINUL AUTOHTONULUI

Seria de Tulișa

8 Șisturi și filite grafitoase (Orizontul superior)

9 Limită geologică

10 Folie normală

11 Linie de șariaj

12 Ax de sinclinal

13 Direcția și înclinarea stratelor

14 Linie de profil

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

FACIESURILE GRANITOIDELOR DIN PLUTONUL TARDEOROGEN DE LA CĂRPINIŞ-NOVACI (MUNŢII PARÎNG), PETROLOGIA ŞI GEOCHIMIA LOR

DE

HARALAMBIE SAVU [1], CECILIA VASILIU [1], CONSTANŢA UDRESCU [1]

Résumé

Le faciès des granitoïdes du pluton tardéorogène de Cărpiniş-Novaci (M. Paring), leur pétrologie et géochimie. Le pluton granitoïde est emplacé dans la série de Lainici-Păiuş, métamorphisée dans les conditions du métamorphisme de type danubien (T = 470—700°C; P = 4—5Kb). Il présente une structure zonée, où l'on distingue deux faciès principaux : le faciès des granitoïdes de Cărpiniş et le faciès des granitoïdes de Novaci, avec plusieurs sous-faciès. La formation de ces faciès est due à plusieurs facteurs tels : différenciation du magma granodioritique primaire, intrusion succesive des magmas différenciés et enrichessement du magma en alcalis (K_2O)et en composants volatils. Cette conclusion est attestée par les caractéristiques pétrochimiques des roches et par la manière dont les éléments mineurs sont répartis dans les roches des différents faciès granitoïdes. Le caractère pétrochimique de la province des granitoïdes baïkaliens de l'autochtone danubien est celui de la série calco-alcaline, toutefois on y a séparé une subprovince alcali-potassique à laquelle reviennent les granites de Novaci. L'apparition des granites alcalins de Novaci a été favorisée par le maintien de certaines conditions spéciales dans la zone à maximum de mobilité située au contact entre le domaine carpatique et le bouclier archéen-karélien, qui ont permis la différenciation avancée du magma primaire. La présence dans un même niveau lithostatique de roches plutoniques sous des faciès différents, autant que de roches filoniennes dénote que les conditions de cristallisation des magmas ont subi des modifications continues au cours de l'évolution du géosynclinal baïkalien.

Introducere

Cercetările noastre privind geneza şi particularităţile structurale şi petrologice ale granitoidelor din infrastructura baicaliană a autohtonului

[1] Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

danubian, au arătat că plutonii granitoizi din această importantă provincie petrologică din România sînt destul de heterogeni în alcătuirea lor.

În aceste condiţii, vechea împărţire cu caracter petrografic, după care granitoidele din sudul autohtonului danubian erau repartizate la două tipuri principale şi anume, granitelor de Susiţa şi granitelor de Tismana, cărora li se acordau vîrste şi origini diferite, nu mai putea fi utilizată. Aceasta cu atît mai mult, cu cît ea dăduse deja naştere la anomalii, după care unele granitoide din bazinul Gilortului şi Olteţului au fost considerate granite de Susiţa, în timp ce granitele de la Novaci erau denumite granite de Tismana.

Clasificarea genetică utilizată şi dezvoltată de unul din noi (S a v u, 1970, 1971), conform căreia granitoidele din autohtonul danubian, atribuite toate ciclului baicalian, sînt separate în granitoide sinorogene şi tardeorogene în raport cu orogeneza baicaliană, oferă posibilităţi mai largi de sistematizare şi de comparare a diferitelor masive granitoide în lucrările de sinteză, luînd în consideraţie caracteristicile lor structurale, petrologice şi geochimice determinate de condiţiile geotectonice specifice în care au evoluat. Denumirile locale urmează să se folosească la desemnarea petrotipurilor şi faciesurilor unor masive mai importante sau pentru unele corpuri granitoide caracteristice, ca de exemplu : în categoria mare a granitoidelor sinorogene pot fi cuprinse masivele (plutonii) de Susiţa, Muntele Mic, Ogradena, Cherbelezu, etc., iar în grupa granitoidelor tardeorogene se pot încadra granitele de Tismana, Stăncești, Novaci, faciesul granitoidelor de Cărpiniş, etc.

Bazate pe aceste concluzii, cercetările noastre s-au concentrat în campania anului 1970[2] asupra rocilor granitoide din regiunea cuprinsă între Stăncești şi Novaci, din partea de sud a Munţilor Parîng. Aceste cercetări au urmărit în mod special cunoaşterea rocilor granitoide tardeorogene, dar, pentru a stabili relaţiile dintre aceste granitoide şi învelişul lor metamorfic, ne-am preocupat şi de cercetarea şisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş şi în parte de granitoidele sinorogene de Susiţa, care apar în partea de nord a regiunii.

Deoarece rezultatele privind relaţiile structurale dintre aceste formaţiuni au fost prezentate într-o lucrare specială (S a v u, 1972), în lucrarea de faţă vom expune rezultatele cercetărilor privind geneza faciesurilor granitoidelor din plutonul de la Cărpiniş-Novaci şi din apofizele acestuia, căutînd ca pe baza datelor petrografice, petrochimice şi geochi-

[2] H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanţa Udrescu. Studiul petrologic şi geochimic al granitoidelor dintre Novaci şi Stăncești. 1971. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

mice să elucidăm unele probleme de mare importanţă pentru înţelegerea evoluţiei plutonismului baicalian, care a condus la formarea provinciei granitoidelor din Carpaţii Meridionali.

Aşezarea geografică a plutonului granitoid, orografie şi hidrografie

Regiunea în care se găseşte plutonul granitoid de la Cărpiniş-Novaci este situată în partea de sud a Munţilor Parîng (pl. X). Ea este delimitată la nord de o creastă importantă marcată de vîrfurile Molidviş (1757 m) şi Radeiu (1598 m), care separă zona de izvoare a Gilortului de o serie de afluenţi vestici ai acestuia; la est de creasta principală Rînca-Vîrful Cerbu (1585 m) şi de Gilorţelul Mare; la vest de creasta situată între văile Larga şi Drăgoeşti, iar la sud de limita dintre zona montană constituită din roci cristaline şi cea de dealuri formată din depozite sedimentare, limită marcată printr-o schimbare de nivel caracteristică, situată aproximativ pe linia ce uneşte localităţile Crasna, Cărpiniş şi Novaci.

Relieful este foarte accidentat şi se caracterizează prin pante abrupte, iar pe firul văilor apar adesea cascade. O caracteristică generală a reliefului este faptul că el creşte în altitudine de la sud, unde are 527 m şi s-a format pe depozite sedimentare neogene şi pe cele ale formaţiunii de Schela, spre nord, pînă la creasta principală care este formată din roci granitoide sinorogene şi migmatite şi care este încununată de vîrful Molidviş (1757 m).

Relieful regiunii, cu caracteristicile sale, a depins de rezistenţa diferenţiată a rocilor la eroziune şi de activitatea reţelei hidrografice care a acţionat asupra lor. Această reţea hidrografică aparţine bazinului superior al rîului Gilort şi este reprezentată prin afluenţii mai importanţi ai acestuia, cum sînt pîraele Gilorţelu, Hirişeşti, Aninişu Mare, Cărpiniş, Crasna, Sunătoarea şi alte cîteva mai puţin importante.

Remarcăm că atît relieful, cît şi reţeaua hidrografică din regiune depind în mare măsură de creasta principală amintită, care este orientată aproximativ est-vest. Din această creastă izvorăsc afluenţii de pe malul drept ai Gilortului, care curg pe direcţia nord-sud şi între care se găsesc mai multe creste secundare, paralele cu aceste ape. O orientare aproximativ nord-sud are şi creasta de la est de Gilort, pe care se aşterne şoseaua turistică alpină Novaci-Şugag-Sebeş, dar care se desparte din creasta principală a Munţilor Parîng.

Institutul Geologic al României

Istoricul cercetărilor

Pînă în prezent, granitoidele şi celelalte formaţiuni cristaline din această regiune nu au făcut obiectul unor cercetări mai detaliate sub aspect petrologic şi geochimic. Acestea au fost discutate în cadrul observaţiilor cu caracter general făcute asupra părţii de sud-est a autohtonului danubian şi în lucrările de sinteză asupra Carpaţilor Meridionali întocmite de Ştefănescu (1883), Mrazec (1899), Munteanu-Murgoci (1912), Ghika-Budeşti (1940), Codarcea şi Pavelescu (1963), Codarcea şi Savu (1967), Streckeisen (1968), Pavelescu şi Pavelescu (1970) şi Savu (1970) sau asupra şisturilor cristaline din România (Giuşcă et al., 1969).

Extremitatea de vest a regiunii a fost cercetată anterior de Ionescu-Bujor (1912), care descrie în această zonă şisturile cristaline şi granite gnaisice. Mai tîrziu, Manolescu (1937) cercetează de asemenea partea de vest a regiunii studiate de noi, în care separă şisturi cristaline cu intercalaţii de calcare cristaline şi granite.

Şisturile cristaline din aceeaşi parte vestică a regiunii şi rocile granitoide localizate în acestea, au fost prospectate în 1965 de către Dragomir şi Arsenescu[3], care deosebesc şisturi cristaline aparţinînd seriei de Lainici-Păiuş ante-paleozoică, diferite tipuri de migmatite, granite şi roci filoniene care străbat aceste formaţiuni. Ca roci sedimentare ei descriu formaţiunea de Schela şi depozitele sarmaţiene şi cuaternare.

Bazinul superior al Gilortului, situat la nord de regiunea cercetată de noi, a făcut obiectul unor lucrări de prospectare întreprinse de Arsenescu în 1966[4], care recunoaşte diferite tipuri de roci metamorfozate în condiţiile faciesului şisturilor verzi şi faciesului amfibolitelor, migmatite şi roci magmatice. Acestea din urmă cuprind ultrabazite şi roci filoniene. Aşa-zisele granite slab metamorfozate descrise de acest cercetător, sînt de fapt, granitoidele sinorogene din extremitatea estică a plutonului de Susiţa.

Regiunea de la est de muntele Rînca, situată la nord-est de cea studiată de noi, a fost prospectată pentru minereuri de fier şi grafit de Tri-

[3] N. Dragomir, V. Arsenescu. Prospecţiuni geologice pentru grafit pe rama de S a Munţilor Parîng. 1965. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[4] V. Arsenescu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune executate în Munţii Parîng. 1966. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

fulescu[5] în anul 1965, care a deosebit șisturi cristaline, migmatite, roci bazice și ultrabazice, roci granitoide și filoniene.

Recent, unul din noi (Savu, 1972) a prezentat o lucrare însoțită de o hartă structurală, care se referă la tectonica primară a șisturilor cristaline din seria de Lainici-Păiuș și a granitoidelor tardeorogene, precum și la relațiile dintre aceste formațiuni. Rezultatele acestei lucrări vor sta la baza considerațiilor cu caracter structural ce le vom face în cursul prezentării faciesurilor granitoidelor tardeorogene.

Considerații generale asupra structurii geologice a regiunii

Regiunea din care face parte plutonul granitoid de la Cărpiniș-Novaci și micile corpuri satelite ale acestuia este situată la contactul dintre autohtonul danubian și vorlandul carpatic, reprezentat prin platforma moesică (pl. X). În structura sa se regăsesc cele trei etaje structurale importante — infrastructura, suprastructura și învelișul sedimentar — stabilite cu ocazia cercetărilor anterioare asupra structurii autohtonului danubian (Savu, 1970).

Infrastructura cuprinde o mică parte din plutonul granitoid sinorogen de Sușița, o fîșie îngustă de șisturi cristaline aparținînd seriei de Lainici-Păiuș, plutonul granitoid tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci de care ne vom ocupa în continuare și cîteva corpuri de roci granitoide mai mici, situate în jurul acestuia din urmă.

După cum s-a arătat (Savu, 1972), seria de Lainici-Păiuș formează în regiune sinclinalul Arșeni-Olteț, care este orientat pe direcția est-nord-est și al cărui plan axial se afundă cu aproximativ 40° spre vest-nord-vest. Acest sinclinal asimetric este flancat la nord de anticlinalul Nedeiu-Sușița-Tismana, în a cărui zonă axială se situează plutonul granitoid sinorogen de Sușița (Savu et al., 1972), iar la sud se sprijină pe structura anticlinală marginală externă Olteț-Novaci-Cărpiniș, în a cărei zonă axială se găsește plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci. Aceste structuri baicaliene fac parte din structura în virgație care caracterizează tectonica de ansamblu a autohtonului danubian și prezintă vergențe sud-sud-estice, cutele fiind deversate spre vorlandul carpatic (Savu, 1970, 1972)

Suprastructura nu este reprezentată decît prin formațiunea de Schela, alcătuită din conglomerate, gresii și rar șisturi argiloase, care apare în partea de sud-vest a regiunii, între Stănceşti și Crasna. Aceasta

[5] M. Trifulescu. Prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și grafit în Munții Căpățînii și Paring (izvoarele Gilortului și Galbenului). 1965. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

este încălecată de un solz format din rocile granitoide și șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, în lungul unui plan tectonic important (pl. X). Efectele metamorfismului hercinic (breton), după cum vom vedea, s-au resimțit puternic în infrastructură, ele afectînd în întregime granitoidele sinorogene de Suşiţa, precum și o parte din cele tardeorogene și din seria de Lainici-Păiuș.

Învelișul sedimentar al autohtonului danubian cuprinde depozite mezozoice și neozoice — ultimele formate după desăvîrșirea tectonicii majore alpine — care se dezvoltă numai în partea de sud a regiunii (pl. X). Depozitele neozoice maschează însă, relațiile tectonice ale șisturilor cristaline și granitoidelor tardeorogene cu formațiunea de Schela și raporturile acestor trei formațiuni cu depozitele mezozoice.

Zonele de metamorfism și paragenezele caracteristice din seria de Lainici-Păiuș

Seria de Lainici-Păiuș, care formează învelișul plutonului granitoid, cuprinde șisturile cristaline formate pe seama depozitelor sedimentare, asociate rar cu produse eruptive bazice, care s-au acumulat în aria geosinclinalului baicalian în timpul Precambrianului superior. Caracteristicile sale litostratigrafice arată că această serie metamorfică a rezultat dintr-o stivă de depozite sedimentare cu caracter flișoid.

Seria de Lainici-Păiuș este alcătuită în general din alternanțe de paragnaise cu benzi de micrognaise, mai rar cuarțite cu biotit sau cu biotit și amfiboli, roci în care se remarcă adesea particularitățile unei sedimentări ritmice, recurente. Apar de asemenea, dar mai rar, paragnaise micacee și șisturi cuarțitice micacee, precum și șisturi grafitoase. Tot rar se întîlnesc și unele roci bazice metamorfozate, reprezentînd produsele magmatismului inițial al geosinclinalului baicalian. În extremitățile de est și de vest ale regiunii apar calcare cristaline, uneori grafitoase, care se prezintă ca intercalații înguste în paragnaise și cuarțite.

Pe creasta de la est de Gilort, în zona vîrfului Cerbu și la sud de aceasta, apar în granitoide pene din seria de Lainici-Păiuș, alcătuite din gnaise cuarțo-feldspatice cu intercalații de cuarțite cu epidot și paragnaise biotitice puternic injectate și migmatizate cu material granitoid migrat din plutonul sinorogen. Din cauza proceselor intense de migmatizare, a grohotișului și a solului care acoperă această porțiune de teren, diferitele componente petrografice ale acestei formațiuni sînt foarte greu separabile cartografic.

Institutul Geologic al României

Datorită aceloraşi procese de migmatizare la care a fost supusă seria de Lainici-Păiuș, stratigrafia ei este mai greu de descifrat. Se poate constata totuşi, că ne situăm în această regiune în complexul inferior—paragnaisic—al seriei, complex care comportă un orizont de gnaise cuarțo-feldspatice şi intercalaţii de calcare cristaline, calcare cu silicaţi, dolomite cristaline şi şisturi grafitoase.

În funcţie de gradul de metamorfism al seriei de Lainici-Păiuș, în regiune se pot deosebi două zone metamorfice caracteristice (S a v u, 1972) : o zonă cu biotit şi o zonă cu sillimanit ; ultima zonă a suferit fenomene de migmatizare care au afectat-o în cea mai mare parte.

a) *Zona cu biotit*

Zona cu biotit nu se regăseşte decît în colţul de sud-vest al regiunii, la nord-vest de Mănăstirea Crasna şi în bazinul văii Drăgoeşti, unde reprezintă continuarea zonei cu biotit descrisă anterior la nord de Stănceşti (S a v u et al., 1972). Formaţiunile din această zonă nu au fost afectate de procesul de migmatizare şi nici de metamorfismul de contact sincinematic, astfel că metamorfozarea lor a avut loc aproximativ în condiţiile metamorfismului regional *s.str.*, care au controlat zonele marginale ale geosinclinalului baicalian şi zonele în care a lipsit influenţa energiei termice degajată din intruziunile granitoide sinorogene şi tardeorogene. Din loc în loc, şisturile cristaline din această zonă sînt străbătute de filoane concordante sau discordante de roci granitoide.

Această zonă metamorfică comportă şisturi cuarţitice micacee biotitice, cu textură rubanată şi cu granulaţie fină, în general cu aspect de filite (S a v u et al., 1972). În compoziţia acestor roci participă următoarele asociaţii de minerale :

1) Cuarţ-biotit ± plagioclaz ;
2) Cuarţ-plagioclaz-biotit.

În unele cazuri plagioclazul formează mici porfiroblaste sau cumuloblaste aplatizate, rezultînd astfel intercalaţii subţiri de gnaise fine nodulare, uneori cu aspect de migmatite oculare.

Intercalaţiile de calcare care apar în şisturile cristaline din această zonă metamorfică, două la număr, prezintă grosimi care variază între 5 şi 10 m. Acestea constau din calcare cristaline cenuşii cu puţin grafit sau calcare albe zaharoide, fin cristalizate şi cipoline. Acestea din urmă conţin parageneza :

3) Calcit-cuarţ-muscovit (-biotit)-grafit.

Institutul Geologic al României

Aceste roci carbonatice constau în cea mai mare parte din cristaloblaste de calcit maclate polisintetic, printre care apar lamele de muscovit, uneori şi de biotit adesea parţial alterat. Pe lîngă acestea mai apar grafit şi foarte rar cristaloblaste idiomorfe şi izolate de pirită şi turmalină.

În ceea ce priveşte gradul de metamorfism al zonei, constatăm că paragenezele de mai sus sînt caracteristice pentru condiţiile termodinamice în care este stabil biotitul, respectiv $T = 470 - 500°C$ şi $P \geqslant 4$ Kb (Winkler, 1967; Savu, 1970). Este probabil că şisturile cristaline din zona cu biotit din regiune să se situeze în apropierea limitei de trecere spre zona cu granat-almandin.

b) *Zona cu sillimanit*

Zona cu sillimanit cuprinde toate şisturile cristaline din regiune care aparţin seriei de Lainici-Păiuş, şisturi care au fost în general migmatizate mai mult sau mai puţin intens, fapt care a făcut ca metamorfismul lor să fie mult mai puternic decît al celor din zona cu biotit. Şisturile cristaline de origine terigenă şi vulcanogenă din această zonă alcătuiesc de fapt substratul — paleosoma — pe seama căruia s-au format migmatitele. Ele constau în principal din paragnaise şi cuarţite cu care se asociază gnaise cuarţo-feldspatice, gnaise cu sillimanit şi cordierit, gnaise cu sillimanit, cordierit şi andaluzit, roci carbonatice şi roci bazice metamorfozate. Dintre acestea însă, numai primele două tipuri petrografice sînt mai frecvent întîlnite, pe cînd celelalte roci apar sporadic.

Paragnaisele sînt roci de culoare cenuşie, cu textură rubanată şi cu granulaţie variabilă, care îmbracă aspecte diferite ce merg de la paragnaise pînă la gnaise fine, cenuşii — micrognaise — şi cuarţite feldspatice făcînd tranziţia spre cuarţite *s.str.* Compoziţia paragnaiselor, rocile cele mai frecvente, din regiune, se menţine în limitele următoarelor parageneze:

4) Cuarţ-plagioclaz-(microclin)-biotit (-muscovit)-almandin;

5) Cuarţ-plagioclaz-biotit (-muscovit);

6) Cuarţ-plagioclaz-almandin-biotit.

În condiţiile proceselor de autoretromorfism, plagioclazul este alterat şi concomitent cu transformarea sa are loc adesea şi înlocuirea parţială de regulă pe fisuri, a almandinului cu un biotit brun-verzui. Alteraţia plagioclazului conduce în final la înlocuirea acestuia cu o asociaţie de minerale secundare caracteristice, formată din sericit-caolinit-zoizit-albit (SCZA), pe care o vom întîlni şi în cazul alterării plagioclazilor din

Institutul Geologic al României

rocile granitoide care au suferit fenomene de autometamorfism. Mai rar se păstrează relicte nealterate de plagioclaz care prezintă uneori macle polisintetice. Biotitul este și el alterat parțial în clorit. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin apatit, magnetit și foarte rar zircon.

Cuarțitele se întîlnesc rar, de obicei sub formă de benzi înguste care constau din următoarea asociație de minerale :

7) Cuarț (70%)-biotit (-muscovit)-plagioclaz.

Un tip de cuarțite deosebit, ce se întîlnește pe versantul vestic al muntelui Cerbu, mai jos de șoseaua turistică, se caracterizează prin parageneza :

8) Cuarț-plagioclaz alterat-epidot.

Această rocă a rezultat prin epidotizarea plagioclazului primar, eventual și cu formarea independentă a epidotului, prezent în cristale mari sau cuiburi de cristale fine de epidot și zoizit, sub acțiunea unor soluții tîrziu-migmatice. Plagioclazul care nu a fost înlocuit de epidot, este substituit de sericit, mineral ce se prezintă în lamele mai mari decît în celelalte roci. Sub formă de granule rotujite înglobate în cuiburile de epidot sau de cristale idiomorfe și independente, se întîlnește rutilul. Mai rar apare titanitul, care se prezintă și el în cristale cu contur rotunjit. În rocă mai apar cristale de zircon parțial alterate pe margini — opacitizate — și cristale de magnetit.

Gnaisele cuarțo-feldspatice nu apar decît pe crestele de la sud de vîrful Cerbu și în bazinul Gilorțelului. Acestea sînt roci de culoare albă, cu granulația asemănătoare cu cea a paragnaiselor și în a căror constituție participă următoarea asociație de minerale :

9) Cuarț-plagioclaz-feldspat potasic-biotit.

Ele sînt însă intens migmatizate de soluțiile ce se degajau din magma granitoidă în care au fost înglobate și în care s-au păstrat după consolidare sub formă de pene ce reprezintă resturi din acoperișul plutonului tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci. Ulterior, în partea de nord aceste roci au suferit și o slabă laminare determinată de metamorfismul hercinic.

Gnaisele cu sillimanit și cordierit apar în zona migmatică, dar numai în cîteva puncte și anume, acolo unde compoziția chimică a rocilor a permis formarea acestor minerale tipomorfe, mai ales pe valea Drăgoești, unde rocile reprezintă continuarea spre est a intercalației de gnaise cu sillimanit larg dezvoltat și cordierit pe care am descris-o anterior (Savu et al., 1972). Această fîșie de roci se extinde spre est pînă la micul corp de roci granitoide tardeorogene de la Crasna (pl. X). Roci

Institutul Geologic al României

cu compoziţie asemănătoare mai apar în bazinul văilor Sunătoarea şi Crasna, pe crestele de sub vîrful Merişor şi în bazinul superior al văii Cărpiniş şi al văii Aninişu Mare. Rocile din această grupă conţin următoarea parageneză :

10) Cuarţ-plagioclaz-sillimanit-cordierit (pinit)-almandin-biotit.

Cuarţul se prezintă în granule cu contur neregulat, ce se asociază cu cristaloblaste de plagioclaz (An 27—30) maclat polisintetic după legea albitului sau periclin. De obicei, acesta din urmă este slab alterat. Cordieritul apare în cristale cu margini neregulate (pl. I, fig. 1), al căror diametru se menţine în jur de 2—5 mm. În unele intercalaţii de gnaise el se dezvoltă poichiloblastic, formă sub care alcătuieşte în rocile migmatice de pe valea Aninişu Mare (pl. X) nodule cu diametrul de 7—8 cm, de obicei pinitizate, care includ cristaloblaste de plagioclaz, biotit şi cuarţ. Sub aspect structural aceste roci se aseamănă cu unele gnaise cu cordierit, descrise de H ă r m e (1965) în Finlanda.

În mod frecvent, cordieritul include numeroase cristale aciculare de sillimanit, mineral care se găseşte uneori în rocă aproape numai sub această formă. Include de asemenea cristale idiomorfe de zircon, care prezintă în jurul lor o aureolă pleocroică de culoare galbenă-portocalie. El reprezintă un cordierit magnezian cu unghiul (—) $2V = 75°$, valoare la care ar corespunde un conţinut de aproximativ 17% Fe_2Al_3 (Si_5AlO_{18}), conform diagramei stabilită de T r ö g e r (1952). Cordieritul este înlocuit parţial sau total cu pinit, separîndu-se granule fine de oxizi de fier, proces care începe de obicei pe fisurile care străbat mineralul (pl. I, fig. 2). Este interesant de remarcat faptul că în condiţiile pinitizării, aciculele de sillimanit incluse în cristalul primar de cordierit nu sînt afectate (pl. I, fig. 3).

Sillimanitul se prezintă de obicei în cristale aciculare sau în cristale prismatice fine, idiomorfe, cu aspect diferit de ceea ce se cunoaşte sub denumirea de fibrolit, care, după cum am văzut , sînt incluse adesea în cordierit.

Granatul formează cristale de 1—2 sau chiar 3 mm diametrul, care sînt de obicei limpezi şi mai rar conţin incluziuni de cuarţ sau de biotit. În condiţiile procesului de autoretromorfism (S a v u, 1970) ce se produce sub acţiunea soluţiilor postmigmatice, el este înlocuit pe fisuri cu biotit brun sau brun verzui (pl. I, fig. 4). Biotitul primar din aceste gnaise este o varietate brună-roşcată cu următorul pleocroism : $Ng = Nm$ = brun-roşcat ; Np = galben. Sub acţiunea proceselor de transformare secundară, în biotitul din unele roci se formează frumoase separaţii de sagenit, alături de numeroase granule de oxizi de fier răspîndite în ochiurile reţelei de rutil

Institutul Geologic al României

(pl. II, fig. 1); în acest caz biotitul își pierde culoarea brun-roșcată, devenind brun-pal și apoi incolor. În asemenea condiții cordieritul din rocă este în întregime pinitizat.

Gnaisele cu sillimanit, cordierit și andaluzit (Savu, 1972). Pe valea Aninișu Mare, în apropiere de izvoare (pl. X), în seria de Lainici-Păiuș din sinclinalul Arșeni-Olteț se dezvoltă o zonă intens migmatizată, în care gnaisele cu sillimanit și cordierit din paleosomă se asociază uneori cu roci similare, în a căror parageneză participă însă și andaluzitul, cum este următoarea:

11) Cuarț-plagioclaz-sillimanit-cordierit-andaluzit-almandin-biotit (-muscovit).

Aceste roci prezintă o compoziție mineralogică apropiată de cea a gnaiselor de mai sus, dar spre deosebire de acestea, unele minerale componente prezintă o serie de particularități. Astfel, biotitul se dezvoltă de asemenea în lamele mari care conțin adesea incluziuni de zircon cu o largă aureolă pleocroică, dar este intercrescut cu sillimanitul fibros. Raporturile dintre aceste două minerale par să arate că sillimanitul se formează pe seama biotitului datorită creșterii progresive a temperaturii în condițiile metamorfismului de tip danubian, fenomen în urma căruia se separă în același timp și numeroase granule opace de oxizi de fier (pl. II, fig. 2).

În aceste gnaise cordieritul a fost în mare parte alterat, iar prezența sa inițială este trădată de pseudomorfozele de pinit, în care apar incluziuni de sillimanit și relicte de cordierit.

Andaluzitul se prezintă în cristale incolore, cu contur neregulat, care includ sillimanit, biotit și magnetit (pl. II, fig. 3). Ele se asociază uneori cu lamele de muscovit, mineral pe care nu-l întîlnim însă în toată paleosoma migmatitului, ci numai în porțiunile care au fost afectate direct de soluții migmatice și a căror compoziție s-a modificat parțial, fiind reprezentată prin parageneza:

12) Cuarț-feldspat plagioclaz-muscovit-biotit-andaluzit.

În cazurile în care procesul de migmatizare din aceste roci este mai intens, roca migmatică se îmbogățește în muscovit și feldspat potasic, în dauna celorlalte minerale din parageneza de mai sus.

Rocile carbonatice din zona cu sillimanit sau zona migmatică sînt tot așa de puțin răspîndite ca și în zona cu biotit.

Ele apar în partea de nord a penei de șisturi cristaline, inclusă în granitele de pe valea Gilortului. Aceste roci au mai fost întîlnite și sub formă de blocuri la izvoarele pîrîului Cerbului, afluent stîng al Gilortului,

Institutul Geologic al României

ele indicînd probabil, continuarea spre est a aceleiaşi intercalaţii de roci carbonatice din valea Gilortului. Rocile carbonatice sînt reprezentate prin calcare, calcare magneziene cristaline şi calcare cu silicaţi, unele cu piroxeni şi altele cu forsterit.

Calcarele cristaline conţin o parageneză simplă :

13) Calcit (-grafit).

În calcarele cu silicaţi apar însă următoarele două parageneze caracteristice :

14) Calcit-piroxen-granat-plagioclaz (-grafit-rutil) ;

15) Calcit-forsterit (serpentin)-piroxen-granat-talc(grafit).

Calcitul din parageneza (13) formează cristale de dimensiuni variate şi anume, cristale mai mari cu aspect de porfiroblaste cu diametrul de 2—6 mm, adesea maclate polisintetic şi granule fine care de obicei ocupă interstiţiile porfiroblastelor, cimentîndu-le. Acestea din urmă sînt uneori îndoite, fenomen ce s-a produs probabil în stadiul plastic în care s-au găsit rocile în timpul metamorfismului şi punerii în loc a granitoidelor. În rocile cu silicaţi calcitul alcătuieşte o masă fundamentală cu granulaţie mai uniformă, în care sînt incluşi silicaţii. Aceştia sînt mai numeroşi în unele benzi din rocă şi mai rari în altele, caracter ce face ca rocile carbonatice cu silicaţi să prezinte adesea o textură rubanată.

Piroxenul se prezintă în cristale cu contur rotunjit de obicei,maclate polisintetic după 100 şi prezentînd unghiul de extincţie $c : Ng = 38°30'$ ce caracterizează un diopsid ; pe planele de clivaj şi pe fisuri prezintă uneori separaţii opace de oxizi de fier. Independente sau asociate cu piroxenul apar cristale de forsterit, care prezintă uneori macle după 011, caz rar întîlnit în natură. Frecvent, olivina este înlocuită pe fisuri de serpentin (pl. II, fig.4). În calcarele cu piroxen se întîlneşte rar plagioclazul (An 8), care se prezintă în cristale cu contur rotunjit, maclate polisintetic şi de obicei alterate.

Granatul, probabil un termen din seria grossular-andradit, se prezintă în cristaloblaste foarte rar idiomorfe, avînd dimensiuni apropiate de cele ale olivinei. La interior el este izotrop, iar pe margini prezintă o zonă anizotropă, neregulată. În asociaţie cu piroxenul el apare în cristale idiomorfe foarte mici şi de obicei în cea mai mare parte anizotrope.

Grafitul se prezintă în lamele sau granule independente şi de dimensiuni mai mari sau formează cuiburi constituite din numeroase granule fine, asociate de obicei cu piroxen, mineral prezent de asemenea sub formă de cristale fine. Mai rar se întîlneşte în aceste roci talcul, care se prezintă

Institutul Geologic al României

în lamele fine ce alcătuiesc mici cuiburi. Ca mineral accesoriu apare rutilul, care formează mici idioblaste colorate în brun.

Rocile bazice se întîlnesc rar în acest complex inferior, ca de altfel în toată seria de Lainici-Păiuș. Ele sînt reprezentate prin gnaise amfibolice și roci bazice cu piroxen (pl. X).

Gnaisele amfibolice care apar pe valea Aniniș, au textură orientată ca și celelalte roci metamorfice care intră în componența seriei. Compoziția lor este caracterizată de următoarea parageneză :

16) Hornblendă-plagioclaz-biotit-cuarț.

Aceste roci sînt afectate și ele de soluțiile migmatice tîrzii, care determină alterarea plagioclazului și înlocuirea parțială a biotitului cu clorit. Amfibolul primar este substituit de o hornblendă secundară, colorată în verzui, al cărui unghi de extincție $c : Ng = 18°$.

Rocile bazice cu piroxen apar la izvoarele pîrîului Sunătoarea și pe pîrîul Teiușului, unde sînt străbătute de filoane de granite pegmatoide. În compoziția acestora este caracteristică următoarea asociație de minerale :

17) Hornblendă-plagioclaz-piroxen-biotit-cuarț.

Cuarțul apare în cantitate redusă ca mineral interstițial, care prezintă extincție rulantă. Tot în cantitate redusă se întîlnește și plagioclazul care este frecvent înlocuit cu asociația de minerale sericit-caolin-zoizit-albit.

Piroxenul care se prezintă în cristale maclate polisintetic după 100 și cu unghiul de extincție $c : Ng = 42°$, apare relict. El este înlocuit în cea mai mare parte de un amfibol brun-verzui, mineral care se întîlnește însă și independent, avînd următoarele caractere optice : Ng = slab bruniu ; Nm = brun închis ; Np = gălbui-incolor ; $c : Ng = 19—20°$. El include cristale de zircon care prezintă în jurul lor o aureolă pleocroică, piroxen și apatit. Unele pseudomorfoze de talc, incluse în amfibol, par să se fi format pe seama unei olivine ca și în cazul rocilor bazice din bazinul Sadului (Savu et al., 1972). Pe seama amfibolului se formează uneori biotit, care la rîndul său este substituit de clorit.

Migmatitele formate pe substratul constituit din șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș sînt foarte variate ca structură și, de obicei, se asociază mai multe tipuri în aceeași zonă mai intens migmatizată, cum sînt cele de pe valea Aninișu Mare, valea Drăgoești, și din alte cîteva puncte din regiune (Savu, 1972). Paleosoma formată din rocile de mai sus este injectată cu material acid, cu caracter pegmatoid,

Institutul Geologic al României

care a migrat de la sursa de formare a magmelor granitoide şi din corpurile de roci intrusive, rezultînd în general migmatite arteritice (pl. III, fig. 1), în sensul lui B a r t h (1952) şi H ä r m e (1965), între care predomină migmatitele sincinematice, lenticulare şi stromatitice. Mai rar apar migmatite cu caracter nebulitic, migmatite oftalmitice (M e h n e r t, 1968) şi uneori filoane ptygmatice, cum sînt cele de pe valea Aninişu Mare.

Paleosoma celor mai multe migmatite este formată din paragnaise şi alte tipuri de roci comune. În zonele în care fenomenul de migmatizare creşte în intensitate, în paleosoma acestor roci mixte se formează asociaţii de minerale cu sillimanit, cordierit şi andaluzit (pl. II, fig. 2 şi 3).

Benzile de granite pegmatoide din rocile migmatice sînt constituite din următoarea asociaţie de minerale :

18) Cuarţ-plagioclaz-feldspat potasic-biotit-muscovit.

Plagioclazul (An 8) este şi în aceste roci alterat, uneori spart sau îndoit. Biotitul apare concrescut adesea cu muscovit şi este parţial înlocuit de clorit, separînd granule fine de oxizi de fier. Muscovitul apare însă şi independent, în lamele mari. Feldspatul potasic, prezintă structuri variate, cum sînt structura pertitică sau microclin-pertitică şi structura în grătar a microclinului ; uneori este parţial înlocuit cu albit fin-maclat.

În funcţie de datele de mai sus, rezultă că zona cu sillimanit a fost metamorfozată la o presiune apropiată de aceea din zona cu biotit, dar la temperatură mult mai ridicată decît temperatura din această zonă.

Ţinînd seamă de cercetările întreprinse de A l t h a u s (1967) şi mai recent de R i c h a r d s o n et al. (1969) asupra polimorfilor Al_2SiO_5, precum şi de paragenezele din regiune, în care sillimanitul se asociază cu andaluzitul, ajungem la concluzia că metamorfismul seriei de Lainici-Păiuş, în zona cu sillimanit, nu s-a putut realiza decît la presiuni de 4 — 5 Kb şi temperatura de aproximativ 650—700°C (fig. 1). A presupune că metamorfismul a avut loc la o presiune mai înaltă, ar însemna să găsim printre minerale-index din aceste roci staurolit şi disten, minerale pe care noi nu le-am întîlnit pînă în prezent. Faptul că temperatura a atins uneori valori mai ridicate decît cele care rezultă din diagramele stabilite de cercetătorii de mai sus pentru poziţia punctului triplu şi a curbelor de stabilitate dintre cei trei polimorfi (andaluzit-sillimanit-disten), este indicată de prezenţa forsteritului în paragenezele rocilor carbonatice şi a sillimanitului în rocile silico-aluminoase. Aceste condiţii termodinamice diferă de cele care au controlat metamorfismul formaţiunilor prebaicaliene din domeniul getic, metamorfism care este de tip barovian (S a v u, 1970 a ; 1970 b).

Institutul Geologic al României

Aceste transformări ale seriei de Lainici-Păiuș au loc în condițiile metamorfismului de tip danubian (S a v u , 1970). Absența staurolitului și a distenului din paragenezele de mai sus arată că metamorfismul de tip danubian corespunde, sub aspect mineralogic, metamorfismului de presiune joasă de tip Abukuma (M i y a s h i r o , 1961). Ca mod de manifestare el se apropie mai mult de metamorfismul de tip pirenean, căruia G u i t a r d

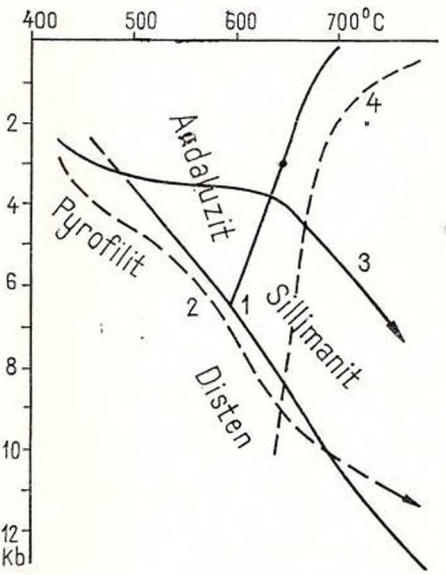


Fig. 1. — Diagrama PT de reprezentare a condițiilor termodinamice care au controlat metamorfismul de tip danubian.

1, punctul triplu și curbele de echilibru pentru termenii polimorfi ai Al_2SiO_5 (A l t h a u s, 1967); 2, curba metamorfismului de tip barovian din provincia metamorfică prebaicaliană din unitatea pînzei getice (S a v u , 1969, 1970); 3, curba metamorfismului de tip danubian din provincia metamorfică baicaliană din unitatea autohtonului danubian; 4, curba de topire a granitului (minim ternar), după T u t t l e și B o w e n (1958) și L u t h et al.(1964).

PT representation diagram for thermodynamical conditions which have controlled the metamorphism of the Danubian type.

1, triple point and equilibrium curves for Al_2SiO_5 polymorphic terms (A l t h a u s, 1967); 2, curve of Barovian metamorphism type from the Prebaikalian metamorphic province of the Getic Nappe Unit (S a v u, 1969, 1970); 3, curve of Danubian metamorphism type from the Baikalian metamorphic province of the Danubian Autochthonous Unit; 4, melting curve of granite (ternary minimum) according to T u t t l e and B o w e n (1958) and L u t h et al., (1964).

(1970) i-a acordat recent un studiu foarte amănunțit. El se manifestă ca un metamorfism regional combinat cu un metamorfism de contact sincinematic, fiind controlat în mare măsură de energia termică ce se degajă de la sursa de formare a magmei granitoide și din intruziunile sinorogene și tardeorogene, ceea ce explică prezența mineralelor de presiune joasă și temperatură ridicată alături de sillimanit (S a v u , 1970).

Luînd în considerație observațiile lui F y f e et al. (1959) și rezultatele publicate în lucrările anterioare (S a v u , 1970 a, 1972) succesiunea evenimentelor geologice în zona geosinclinalului baicalian se încadrează într-un singur proces general de evoluție. Ajungînd în faza în care geosinclinalul începe să fie supus presiunilor tangențiale, formațiunile sedimentare și vulcanitele inițiale încep să se cuteze treptat și în același timp se accentuează procesele de metamorfism regional, care probabil începuseră să se manifeste treptat dinainte, pe măsura creșterii grosimii formațiunilor și a gradientului geotermic.

Institutul Geologic al României

Dacă metamorfismul regional s-ar fi manifestat în continuare numai sub acţiunea gradientului geotermic normal (20—25°/km), şi a mişcărilor tangenţiale, atunci creşterea temperaturii în geosinclinal, la nivelul actual de eroziune, ar fi urmărit în timp curba (1) din diagrama din figura 2 şi formaţiunile ar fi fost metamorfozate la nivelul zonei cu biotit, eventual al zonei de almandin.

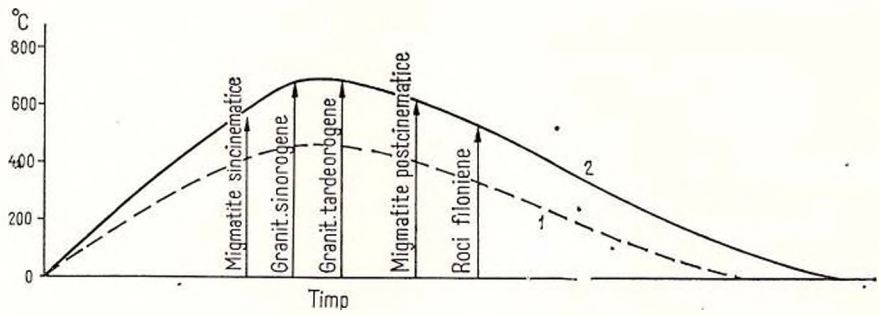


Fig. 2. — Evoluţia metamorfismului de tip danubian în funcţie de timp şi succesiunea intruziunilor granitoide.

1, curba gradientului geotermic în metamorfismul regional *s.str.*; 2, curba gradientului geotermic în metamorfismul de tip danubian.

Evolution of the Danubian metamorphism type depending on time and sequence of granitoid intrusions.

1, curve of geothermic gradient in the regional metamorphism *s. str.*; 2, curve of geothermic gradient in the Danubian metamorphism type.

Dar, primele mişcări ale diastrofismului baicalian mobilizează din părţile inferioare ale scoarţei magme granitoide. Din aceste focare profunde începe să se degaje căldură, pe măsura accentuării mişcărilor tangenţiale care au durat milioane de ani, apar soluţii acide din care rezultă migmatitele sincinematice, urmate de intruziunile granitoidelor sinorogene şi tardeorogene care vehiculează energie termică. Această căldură, adăugată la cea anterioară, face ca gradientul geotermic din geosinclinal să crească mult (50°—60°/ Km), astfel că factorul temperatură urmăreşte curba (2) şi capătă valori mari chiar la nivelele la care presiunea nu atingea decît 4—5 Kb. Acest fenomen a condus la apariţia metamorfismului de tip danubian.

În faza de răcire treptată a formaţiunilor metamorfice şi a granitoidelor se formează pe fisurile ce începeau să ia naştere migmatitele postcinematice şi mai tîrziu sînt puse în loc rocile filoniene.

Institutul Geologic al României

Procesele de transformare a mineralelor primare în altele secundare, cu păstrarea texturii inițiale a rocilor metamorfice, sînt determinate de fenomenul de autoretromorfism static.

Considerații asupra structurii și petrografiei granitoidelor sinorogene de Sușița

După cum s-a arătat mai sus, plutonul sinorogen de Șușița care este localizat în zona axială a structurii anticlinale majore Nedeiu-Sușița-Tismana, al cărui ax se situează la nord de sinclinalul Arșeni-Olteț, apare numai în mică parte în cadrul regiunii (pl. X). Din această cauză, precum și pentru faptul că granitoidele sinorogene nu formează obiectul acestui studiu, nu vom insista prea mult asupra lor.

Contactele plutonului sînt concordante cu direcția șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, care apar uneori sub formă de xenoliți în masa granitoidelor. Aceste date, ca și orientarea axului structural al plutonului care este paralel cu structura anticlinală majoră, arată că acesta este un pluton sinorogen pus în loc în timpul formării structurii anticlinale (S a v u , 1970).

Acest pluton este alcătuit în general din granodiorite cu biotit și amfibol și din granite cu megacristale de feldspat potasic (S a v u et al., 1972) care apar pe creasta de la vest de bazinul superior al văii Crasna și pe creasta principală, între izvoarele văii Crasna, vîrful Molidviș, izvoarele văii Cărpiniș și vîrful Plasele. În bazinul văii Cărpiniș, granitoidele sinorogene au suferit fenomene de autometamorfism.

Sub acțiunea metamorfismului hercinic, granitoidele sinorogene găsindu-se în zona Nedeiu-Rafailă-Vaidei, de intensitate maximă a acestui proces, și în care se mai păstrează încă formațiuni ale seriei de Tulișa (S a v u , 1970), au fost metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi și transformate în metagranitoide. Datorită acestui fenomen, rocile au căpătat o șistozitate secundară evidentă, feldspatul plagioclaz mai ales fiind înlocuit cu sericit, iar mineralele melanocrate cu clorit.

Rocile filoniene (porfire, aplite și lamprofire) care străbat granitoidele din această zonă au fost și ele laminate și metamorfozate în aceleași condiții ca și rocile granitoide (S a v u , 1972).

Faciesurile granitoidelor tardeorogene și petrografia lor

După cum s-a stabilit într-o lucrare anterioară (S a v u , 1972), granitoidele tardeorogene alcătuiesc în această regiune un pluton important, situat la est și care a fost denumit plutonul de roci granitoide de la Cărpi-

Institutul Geologic al României

niș-Novaci; un mic corp de roci granitoide situat la nord de localitatea Crasna, acoperit în mare parte de depozitele sedimentare neogene din partea de sud a regiunii, corp care ar reprezenta o apofiză a celui menționat; mai multe corpuri lenticulare — apofize mai mici — care sînt localizate în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș (pl. X).

Plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci alcătuiește principalul corp de roci granitoide din regiune și este unul din cele mai caracteristice masive intrusive din autohtonul danubian. Acest pluton care este situat în zona axială a structurii anticlinale marginale Olteț-Novaci-Cărpiniș, se extinde din creasta de la vest de valea Cărpinișului, prin bazinul văilor Aniniș și Gilort pînă la creasta vîrfului Cerbu. De aici spre nord-est, în masa plutonului apar o serie de pene mari de șisturi cristaline aparținînd complexului inferior al seriei de Lainici-Păiuș. În partea de vest, terminația sa este foarte neregulată și este reprezentată prin numeroase apofize de roci granitoide care străpung șisturile cristaline de la vest de valea Cărpiniș. După cum arată elementele structurale, plutonul de la Cărpiniș-Novaci, ca și celelalte corpuri mai mici din jurul său, se înrădăcinează spre nord-nord-vest, în direcția în care este înclinat și planul axial al structurii în a cărei zonă axială este cantonat (S a v u , 1972).

În structura acestui pluton se deosebesc două faciesuri petrografice principale și anume, un facies extern al granitoidelor de Cărpiniș și un facies al granitoidelor de Novaci (tab. 1). Acestea din urmă au fost puse în loc într-o perioadă de activitate orogenică tîrzie, în care masa mare a granitoidelor de Cărpiniș se pare că nu se consolidase complet sau era încă în stare plastică, granitoidele din ambele faciesuri consolidîndu-se deci împreună, în aceleași condiții geotectonice majore, așa cum rezultă din poziția elementelor structurale (pl. III, fig. 2) din ambele faciesuri plutonice (S a v u, 1972). Atît într-un facies cît și în altul, apar adesea, separații melanocrate (autolite) cu aspect fusiform sau de disc, orientate paralel cu foliația primară a granitoidelor, dar cu înclinare diferită uneori de aceea a foliației primare.

Corpul de roci granitoide de la Crasna este de dimensiuni reduse, avînd la suprafață lățimea de 0,75 km și lungimea de numai 4,5 km. El este alungit pe direcția est-vest, tăind transversal bazinul văilor Livezilor, Sunătoarea și Teiușului. Partea sudică a corpului este secționată de planul faliei de încălecare, în lungul căreia granitoidele și șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș încalecă peste formațiunea de Schela ce se dezvoltă în partea de sud-vest a regiunii, între Drăgoești și Crasna.

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Faciesurile și subfaciesurile granitoidelor tardeorogene din plutonul de la Cîrpiniș-Novaci

Faciesul	Textura	Subfaciesul	Tipurile de roci
Granitoidelor de Novaci	masivă	Granitoidelor de Novaci	Granite cu megacristale de feldspat potasic Granite roșii
		Dioritic	Diorite cuarțifere Diorite
Granitoidelor de Cîrpiniș	slab orientată — gnaisică	Granodioritelor cu biotit larg dezvoltat	Granodiorite
		Granodioritelor cu feldspat potasic poichilitic	Leucogranite Granodiorite
		Marginal	Granodiorite microgrăunțoase

Interesant este faptul că deși acest corp este de dimensiuni reduse, în comparație cu masivul de la Cîrpiniș-Novaci, el este alcătuit aproximativ din aceleași tipuri de roci, aparținînd de asemenea la cele două faciesuri caracteristice — faciesul granitoidelor de Cîrpiniș și faciesul granitoidelor de Novaci — de unde rezultă că formarea și poziția actuală a granitoidelor de Novaci nu a fost întîmplătoare și că acestea sînt strîns legate de evoluția granitoidelor de Cîrpiniș, cărora le succed în mod normal, indiferent dacă corpul intrusiv din această regiune este mare sau mic. De altfel, în funcție de dimensiunile celor două corpuri este și mărimea suprafeței pe care se dezvoltă cele două faciesuri de roci granitoide în cuprinsul lor. Cu alte cuvinte, între masa celor două faciesuri granitoide există în fiecare corp o relație directă de determinare.

Corpurile de roci granitoide de dimensiuni reduse, răspîndite în toată aria de dezvoltare a seriei de Lainici-Păiuș, sînt constituite în general din roci de tipul granitoidelor de Cîrpiniș sau reprezintă granite pegmatoide caracteristice zonelor migmatice. Dintre acestea, cele mai importante se găsesc în bazinul văilor Sunătoarea și Crasna.

Atît corpurile de roci granitoide, cît și seria de Lainici-Păiuș sînt străbătute de numeroase filoane de diferite tipuri de roci eruptive, localizate pe cele trei sisteme de fisuri ce s-au format după consolidarea acestor for-

Institutul Geologic al României

maţiuni. Rocile filoniene încheie succesiunea intruziunilor granitoide aparţinînd ciclului baicalian.

a) *Petrografia granitoidelor din faciesul de Cărpiniş*

Faciesul granitoidelor de Cărpiniş formează extremitatea vestică şi partea nordică şi sud-estică a plutonului de la Cărpiniş-Novaci, restul masivului fiind acoperit de depozitele învelişului sedimentar, aparţinînd ciclului alpin. În faciesul granitoidelor de Cărpiniş se găsesc numeroase tipuri de roci ca granodiorite, granite microgrăunţoase, leucogranite etc., roci care în anumite zone au suferit fenomene de autometamorfism. Aceste roci nu sînt distribuite la întîmplare, ci formează la rîndul lor trei zone sau subfaciesuri distincte în masa granitoidelor acestui facies (pl. X).

1. O zonă (subfacies) de granodiorite şi granite microgrăunţoase, indicînd vag un facies marginal (randfazies), care se dezvoltă în apropierea contactului cu şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, în special în partea de nord-vest a plutonului. Din cauza metamorfismului hercinic, rocile mai fine ale acestui subfacies sînt mai greu de recunoscut printre metagranitoide.

2. O zonă (subfacies) de granodiorite cu cristale larg dezvoltate de feldspat potasic cu structură poichilitică, ce ocupă cea mai mare parte a plutonului, în special partea de nord şi extremitatea vestică. Roci granodioritice asemănătoare cu acestea mai apar însă şi în partea de jos a bazinului văii Aninişu Mare, la sud de faciesul granitoidelor de Novaci, şi pe valea Hirişeşti, unde, din cauza depozitelor sedimentare neogene, nu se poate stabili cu certitudine aria de răspîndire a acestui tip de roci granitoide în jumătatea de sud a plutonului. S-ar putea ca granitoidele din acest subfacies să îmbrace pe la sud masa granitelor de Novaci, astfel ca aceasta să ocupe, în mod semnfiicativ, partea centrală a masivului (S a v u , 1972). În acest subfacies care apare şi în bazinul Gilorţelului, se mai asociază uneori leucogranite şi granitoide autometamorfozate.

3. O zonă (subfacies) de granodiorite cu biotit larg cristalizat, care se dezvoltă în apropierea faciesului granitelor de Novaci, la nord de masa acestora, în bazinul văilor Aninişu Mare, Aninişu Mic şi Valea Mare (pl. X).

Între cele trei subfaciesuri ale faciesului granitoidelor de Cărpiniş nu apar limite nete, trecerea de la unul la altul făcîndu-se treptat.

G r a n o d i o r i t e l e m i c r o g r ă u n ţ o a s e care ar reprezenta faciesul marginal al plutonului principal, apar mai caracteristic pe văile Cărpinişului şi Aninişu Mare. Astfel de roci neafectate de metamor-

Institutul Geologic al României

fismul hercinic se întîlnesc şi în bazinul Gilorţelului. Acestea sînt mai sărace în biotit decît alte granitoide şi tind uneori să facă trecerea spre leucogranite. Ele constau din cuarţ, plagioclaz, feldspat potasic pertitic sau microclin. Uneori conţin mici cristale idiomorfe de almandin, de culoare slab rozie la microscop, care apar incluse în feldspaţi, ceea ce arată că granatul a cristalizat înaintea celorlalte minerale. Plagioclazul (An 12) este înlocuit cu aceeaşi asociaţie de minerale secundare formată din sericit-caolinit-zoizit-albit (SCZA), ca şi feldspaţii plagioclazi din celelalte roci granitoide sau din seria de Lainici-Păiuş şi nu este zonat.

Granodioritele cu feldspat potasic poichilitic alcătuiesc cea mai mare parte a rocilor din faciesul granitoidelor de Cărpiniş, atît în plutonul principal, cît şi în corpul de la nord de Crasna şi din micile corpuri din zona migmatică. Ele se caracterizează prin structura hipidiomorf-grăunţoasă, granulaţia medie, prin textura uneori slab orientată şi cu tendinţă gnaisică, precum şi mai ales prin dezvoltarea poichilitică a feldspatului potasic, asemănător celui din granitoidele tardeorogene de la Suseni (S a v u , 1970).

Aceste granitoide constau din minerale caracteristice, a căror ordine de cristalizare a fost următoarea : zircon-apatit-monazit-hornblendă-plagioclaz-biotit-cuarţ-feldspat potasic poichilitic-titanit şi minerale secundare. Plagioclazul formează cristale hipidiomorfe maclate polisintetic după legile albit, albit-Karlsbad şi periclin. De obicei este alterat, tulbure, fiind înlocuit cu asociaţia de minerale secundare sericit-caolinit-zoizit-albit, dar cînd este proaspăt se observă că el prezintă o structură zonară. De obicei, interiorul (miezul) cristalelor are aproximativ aceeaşi compoziţie (An 27) şi prezintă în jur o structură formată din două-trei zone de compoziţie foarte apropiată (An 27 — An 22 — An 20), care trec spre margine la o zonă albit-oligoclazică (An 12). Cînd este alterat, miezul cristalelor, mai bazic, este înţesat cu asociaţia de minerale secundare SCZA, iar pe margini prezintă o aureolă albitică limpede (pl. IV, fig. 1), situaţie mai caracteristică în cazurile în care plagioclazul este inclus în feldspatul potasic.

Feldspatul potasic se dezvoltă uneori în cristale mari (3—5 cm diametru), cu contur neregulat, cum sînt cele de pe valea Aninişu Mare, în apropierea granitoidelor afectate de metamorfismul hercinic. Acestea se caracterizează printr-o dezvoltare poichilitică particulară (pl. IV, fig. 2) şi prezintă structură micropertitică, pertitică sau de microclin. Se observă uneori şi macla de Karlsbad (pl. IV, fig. 3). În comparaţie cu plagioclazul, care este de obicei alterat, feldspatul potasic este proaspăt. Acest carac-

Institutul Geologic al României

ter și structura lui poichilitică arată că el s-a format în stadiul final al cristalizării magmei, după plagioclaz, hornblendă și biotit, astfel că a fost nevoit să se dezvolte în interstițiile dintre cristalele acestor minerale.

Hornblenda este o varietate verde cu următorul pleocroism : Ng = verde închis ; Nm = verde închis-brun ; Np = gălbui-verzui ; $c : Ng$ = $= 22^0$. Ea se prezintă în cristale prismatice, uneori cu contur neregulat. Biotitul formează lamele ondulate, cu contur neregulat, și cu următorul pleocroism : $Ng = Nm$ = brun-închis ; Np = gălbui. El include minerale accesorii ca apatit și mai rar zircon, iar pe planele de clivaj apare uneori prehnit (pl. IV, fig. 4). Biotitul se formează uneori și pe seama hornblendei. În el apar separații de sagenit și este alterat adesea în clorit (penin) cu culori de birefringență anomale. Uneori formează în rocă mici separații melanocrate biotitice cu lungimea de 2—5 cm.

Printre mineralele accesorii incluse în biotit apare în aceste granodiorite, titanitul, care se prezintă în cristale idiomorfe (pl. V, fig. 1) sau cu contur neregulat. De remarcat este faptul că în comparație cu granitoidele sinorogene de Susița, granitoidele tardeorogene de Cărpiniș par să conțină în general mai puțin zircon. Mai rar apare ortitul care se prezintă fie în cristale subțiri și alungite, fie în cristale scurt-prismatice, dar în ambele cazuri cu structură zonară.

Leucogranitele se întîlnesc ca separații cu caracter slab pegmatoid în rocile subfaciesului granitoidelor cu feldspat potasic poichilitic de pe valea Gilortului, care prezintă aici structura în șlire. Acestea se caracterizează printr-un conținut relativ redus de biotit și prin compoziția albitică (An 7—8) a plagioclazului care, în comparație cu plagioclazul din granodioritele înconjurătoare, este în general mai proaspăt. El formează cristale hipidiomorfe, maclate după legea albitului și albit-Karlsbad. Feldspatul potasic cu structură micropertitică sau criptopertitică prezintă uneori macla de Karlsbad. El se dezvoltă în acest caz în cristale cu tendință de idiomorfism, dar în mod obișnuit el este poichilitic ; uneori se observă structura microclinului.

Mineralele melanocrate sînt reprezentate numai prin biotit care, după cum s-a menționat, apare în cantitate redusă și în lamele fine, parțial cloritizate. Rar se observă granule opace de oxizi de fier.

Aceste roci sînt străbătute uneori de filonașe de albitite, care atestă formarea lor mai tîrzie și posibilitatea apariției unor acumulări de minerale rare în cadrul masivului (Beus et al., 1962).

Granodioritele cu biotit larg dezvoltat alcătuiesc în cadrul granitoidelor de Cărpiniș un subfacies ce se extinde de

Institutul Geologic al României

la Valea Mare (valea Radoșilor) pînă la est de pîrîul Aninișu Mare, unde se afundă sub depozitele sedimentare neogene. Rocile prezintă aproximativ aceeași compoziție mineralogică, ca și granodioritele din faciesul anterior, de care se deosebesc însă, prin biotitul care se prezintă în lamele mai mari, idiomorfe și ondulate, al căror diametru poate atinge 1 cm. Acest mineral include numeroase cristale de plagioclaz, apatit și mai rar zircon. Cristalele de apatit sînt uneori destul de mari și nu se găsesc decît rareori în restul rocii. Se pare că după primele minerale care cristalizează în magma granitoidă (zircon, apatit și plagiocalz) se formează rapid cristalele de biotit, la care aderă mineralele cristalizate înainte și care sînt incluse în acestea, astfel că biotitul devine un colector de minerale accesorii. Pleocroismul său este : $Ng = Nm$ = brun ; Np = gălbui. Uneori cristalele ondulate și încreștite de biotit sînt înlocuite cu clorit. În legătură cu aspectul ondulat al biotitului menționăm că, deoarece rocile nu au suferit o deformare mecanică evidentă, s-ar putea deci ca aceste ondulații să fi fost determinate fie de creșterea cristalelor de feldspați, fie de contractarea rocii în timpul răcirii.

Plagioclazul este alterat ca și în celelalte roci, iar feldspatul potasic cu structură pertitică sau de microclin este în general mai proaspăt și se dezvoltă și în acest caz poichilitic.

Hornblenda este o varietate verde, asemănătoare cu cea din granodiorite, avînd următorul pleocroism : Ng = verde ; Nm = verde brun ; Np = gălbui-verzui. Ea prezintă macle după 100. În aceste roci mai apar cristale idiomorfe de ortit și de titanit incluse în feldspatul potasic, alături de cristale mici de hornblendă și plagioclaz.

Separațiile melanocrate (autolite) în general biotitice din faciesul granitoidelor de Cărpiniș apar atît în granodioritele cu feldspat potasic poichilitic, unde prezintă cîțiva centimetri în lungime, cît mai ales în granodioritele cu biotit larg dezvoltat, unde ating uneori 2,5 m în lungime și 1 m în grosime, cum sînt cele care apar pe malul stîng al văii Aninișu Mare, imediat la nord de limita cu granitul de Novaci.

Aceste autolite biotitice sînt roci de acumulare, cu compoziția apropiată de cea a dioritelor cuarțifere, bogate în biotit larg dezvoltat, cu care se mai asociază plagioclaz, puțină hornblendă, feldspat potasic, cuarț și minerale accesorii. Biotitul se dezvoltă în cristale mari, adesea idiomorfe, care ating uneori 1 cm diametru (pl. V, fig. 3), de obicei ondulate, rupte și străbătute frecvent de fisuri. El include plagioclaz alterat, zircon, magnetit, apatit, iar pe fisuri este adesea înlocuit cu pistațit galben-verzui

Institutul Geologic al României

sub formă de filonaşe sau cuiburi, în care se asociază uneori şi ortit brun secundar. Pleocroismul biotitului este $Ng = Nm =$ brun; $Np =$ gălbui.

Merită o atenţie deosebită plagioclazul (An 10) care prezintă o slabă structură zonară şi este în cea mai mare parte împănat cu mineralele secundare din asociaţia SCZA. Pe margini acesta prezintă o aureolă de albit limpede, ca şi în cazul plagioclazului inclus în feldspatul potasic, albit care se pare că a fost depus din soluţia tîrziu-magmatică în ultimul stadiu de cristalizare a rocii. El este maclat polisintetic, în special după legea albitului.

Amfibolul este o varietate asemănătoare cu aceea din roca gazdă şi apare în cantitate redusă. În aceeaşi proporţie se găseşte cuarţul, care are extincţie rulantă. Ortitul, mineral accesoriu cu structură zonară, apare în cristale ce ating 1 mm grosime, colorate în brun la interior şi numai pe margini prezintă 4—6 zone foarte înguste (pl. V, fig. 2) colorate diferit, în tonuri de la brun sau brun închis, pînă la incolor în ultima zonă marginală. El include mici granule opace de magnetit şi cristale de apatit.

Granitoidele autometamorfozate reprezintă roci de tipul celor descrise mai sus, dar care au fost supuse acţiunii soluţiilor postmagmatice, cum sînt cele din bazinul văii Cărpiniş (pl. X). Ca urmare a alterării plagioclazului şi biotitului, în aceste roci se formează uneori cristale izolate sau cuiburi de epidot, asociate cu biotitul cloritizat sau incluse în plagioclazul transformat. Apar de asemenea filonaşe de cuarţ cu epidot reprezentat prin varietăţile clinozoizit incolor sau pistaţit, a cărui culoare variază de la incolor pînă la slab verzui-gălbui.

Feldspatul potasic poichilitic este mai slab alterat decît plagioclazul, fiind înlocuit cu sericit. Uneori el este înlocuit fie cu albit fin-maclat, care poate substitui tot cristalul, fie cu albit sub formă de cristale fine, izometrice, care s-au format în timpul primei faze de albitizare sau după aceasta. Biotitul este înlocuit cu clorit sau pistaţit, iar amfibolul este epidotizat. În aceste zone hidrotermalizate, alături de epidotul care formează filonaşe, cristale izolate sau cuiburi, apar uneori şi cristale de pirită şi lamele mari de muscovit.

Pe valea Drăgoeştilor au loc fenomene pneumatolitice, sub acţiunea cărora se formează granitele cu turmalină descrise de noi anterior (Savu et al., 1972).

b) *Petrografia granitoidelor din faciesul de Novaci*

Faciesul granitoidelor de Novaci se dezvoltă mai larg în bazinul Gilortului, la nord de Novaci şi se extinde spre vest pînă la Valea Mare

Institutul Geologic al României

(Radoşi), îngustîndu-se treptat. Roci granitoide din acelaşi facies se întîlnesc după cum am arătat, şi în corpul de la nord de Crasna. În acest facies apar de asemenea mai multe varietăţi petrografice, între care predomină însă, granitul de Novaci (pl. X), care prezintă lateral separaţii dioritice, cum sînt cele de pe văile Gilortului şi Gilorţelului, uneori şi separaţii melanocrate (autolite) cu hornblendă şi biotit. Deşi apar izolate pe marginile masei principale a granitului de Novaci, separaţiile de diorite ar putea fi considerate eventual ca un subfacies mai bazic al acestora. Poziţia lor la contactul dintre granitoidele din faciesul de Cărpiniş şi granitul de Novaci ar fi o dovadă clară în sprijinul concluziei că acesta din urmă a fost pus în loc succesiv, în masa încă plastică a granitoidelor de Cărpiniş.

Granitele de Novaci alcătuiesc aproape în întregime faciesul granitoidelor de Novaci, atît în plutonul principal, cît şi în corpul de la Crasna. Ele sînt formate din megacristale de feldspat potasic, prinse într-o masă fundamentală cu caracter granodioritic cu biotit şi hornblendă, a cărei granulaţie este mai mare decît a rocilor granitoide din faciesul de Cărpiniş (pl. VI, fig. 1). Granitul de Novaci prezintă o structură deosebită de structura granitelor porfirice propriu-zise, cum sînt cele de la Stăncești de exemplu, în care există o masă fundamentală cu caracter granitic şi în care plutesc din loc în loc fenocristale de feldspat potasic (Savu et al., 1972). În cazul granitului de Novaci este vorba de megacristale de feldspat potasic, care depăşesc uneori 50% din masa rocii şi sînt cimentate de masa fundamentală care este formată din cuarţ, feldspat potasic, plagioclaz, biotit, hornblendă şi minerale accesorii, masă care s-ar putea spune că ocupă interstiţiile acestor cristale mari. Această structură granitică de tip Novaci se aseamănă în oarecare măsură cu structura în blocuri a unor pegmatite, ceea ce ar explica şi geneza acestor granite ca rezultînd dintr-o magmă granitoidă reziduală, bogată în componenţi volatili şi alcalii, în special K. Sub aspect structural şi prin compoziţia mineralogică şi chimică, granitul de Novaci se aseamănă cu granitul de Tismana descris de Pavelescu şi Dumitrescu (1966), precum şi cu unele granite precambriene din Finlanda (Väyrynen, 1954).

Megacristalele de feldspat potasic, avînd 1—5 cm lungime, sînt reprezentate prin microclin (pl. VI, fig. 2) sau microclin-pertit (pl. VI, fig. 3 şi pl. VII, fig. 1) uneori un feldspat cu structură pertitică simplă (pl. VII, fig. 2), în general de culoare slab rozie, care includ cristale mici de plagioclaz ce prezintă uneori o aureolă de albit limpede, a cărui origine ar putea să rezide fie în albitul exolvit din feldspatul potasic, fie să reprezinte o depunere de albit care a precedat formarea feldspatului potasic. Această

Institutul Geologic al României

depunere s-a putut realiza în momentul în care se produce dezechilibrul dintre soluția tîrziu magmatică și cristalele de plagioclaz care uneori prezintă urme de coroziune magmatică. Drescher-Kaden (1969) presupune chiar că aureola de albit limpede din jurul plagioclazului inclus în feldspatul potasic s-ar putea datora și unui fenomen de metasomatoză.

Se remarcă faptul că separațiile de plagioclaz sodic din microclin-pertit sînt și ele maclate polisintetic după legea albitului. Planul de maclă este paralel cu clivajul (010) al microclinului, respectiv perpendicular pe alungirea separațiilor de albit, care la rîndul lor sînt paralele cu planul (100) de maclare a mineralului, așa cum arată și Hatch et al. (1961). Feldspatul potasic este maclat uneori după legea de Karlsbad, maclă ce se observă chiar și în cazul cînd structura în grătar a mineralului indică microclinul cel mai tipic.

În zonele în care granitul de Novaci a suferit procese de alterare post-magmatică mai intensă, feldspatul potasic suferă și el fenomene de sericitizare ce se propagă neregulat în cristale. În general însă, feldspatul potasic este mai proaspăt decît plagioclazul. Pe fisurile care îl străbat s-au depus albit, cuarț și lamele de stilpnomelan.

Între mineralele din masa fundamentală cuarțul este frecvent și se prezintă în cristale fine și cu extincție rulantă. El formează uneori concreșteri mirmekitice (pl. VII, fig. 3) cu plagioclazul albitic.

Plagioclazul (An 7—10) apare în cristale hipidiomorfe, maclate polisintetic după legea albitului și foarte rar după legea albit-Karlsbad. De obicei alterat sub acțiunea soluțiilor post-magmatice, el este împănat intim cu material fin-sericitic. Uneori cristalele de plagioclaz sînt sparte și îndoite, fapt ce se observă în cazul maclelor fine. Adesea el este mai tulbure la interior, unde este înlocuit de asociația de minerale secundare SCZA, iar pe margini prezintă o aureolă de albit limpede, uneori și el maclat polisintetic.

Biotitul formează de obicei lamele mari, al căror diametru ajunge pînă la 5—6 mm, alteori lamele mai mici. Acestea sînt în parte cloritizate și prezintă separații de sagenit sau de granule opace de oxizi de fier. Lamelele mai mari de biotit colectează sub formă de incluziuni, mineralele accesorii din granitul de Novaci, ca apatit, zircon cu aureolă pleocroică, monazit (pl. VII, fig. 4) și magnetit care în restul rocii apar în cantitate mică. În afară de înlocuirea cu clorit, biotitul poate fi înlocuit pe fisuri de pistațit, mineral care formează uneori și cuiburi izolate în mica neagră. Pleocroismul biotitului este următorul: $Ng = Nm$ = brun roșcat; Np = gălbui. Remarcăm și aici că lamelele mari de biotit sînt uneori ondulate, îndoite, fără ca în rocă să apară fenomene evidente de deformare mecanică.

Institutul Geologic al României

Hornblenda este o varietate brun-verzuie bogată în fier, care apare în cantitate mai mică în comparație cu biotitul. Aceasta nu este prezentă în toate secțiunile subțiri și se pare că se găsește mai rar în granitele similare din corpul granitoid de la Crasna. Pleocroismul său este Ng = verde-bruniu închis, Nm = brun închis-verde, Np = slab brun-închis, iar unghiul de extincție $c:Ng = 21°$. Uneori apar macle după 100. Remarcăm că hornblenda și biotitul apar uneori xenomorfe, ocupînd interstițiile dintre cristalele de plagioclaz și megacristalele de feldspat potasic. Pe seama amfibolului se formează uneori o hornblendă secundară verzui-albăstruie, slab pleocroică, care apare în cristale fine.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon, apatit, monazit și magnetit, minerale care se găsesc incluse în biotit și prin titanit și ortit. Zirconul apare în cristale mici de obicei rotunjite și opacitizate pe margini; uneori prezintă o culoare gălbuie slabă. Monazitul se prezintă în cristale idiomorfe, alungite după prismă și cu clivaj evident; unghiul $c:Ng = 2-7°$ (pl. VII, fig. 4). Apatitul se prezintă în cristale idiomorfe, care la interior sînt impregnate cu un praf fin, opac (grafitos?), din care cauză în această parte sînt greu transparente, pe cînd pe margini sînt limpezi. Sfenul se dezvoltă fie în cristale mari, independente (pl. VIII, fig. 1), fie ca o aureolă în jurul magnetitului care se prezintă sub formă de cristale fine opace. Ortitul apare în cristale de 1—2 mm diametru, cu structură zonară, ale cărei zone sînt diferit colorate în tonuri de brun.

Separațiile melanocrate (autolite) apar rar în granitul de Novaci. Cea mai caracteristică se găsește pe șoseaua turistică Novaci-Șugag, în apropiere de vîrful Scărița. Această separație melanocrată are 10 m grosime și se alterează radiar. Constă în principal din hornblendă și biotit, cu care se asociază în cantitate redusă plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, apatit, sfen, zircon, ortit brun și magnetit, respectiv toate mineralele din roca gazdă, dar în proporții diferite.

Hornblenda formează cristale mari de 2—8 mm lungime, avînd următoarele caracteristici fiziografice: Ng = brun-verzui închis; Nm = = brun închis; Np = brun-gălbui; $c:Ng = 15°$. Adesea conține incluziuni de magnetit, apatit, cuarț, ortit brun și de zircon cu aureolă pleocroică. Biotitul se prezintă în lamele mari, al căror pleocroism este $Ng = Nm$ = brun închis, Np = galben-bruniu. Ca și în granitul de Novaci, lamelele mari de biotit sînt adesea îndoite, ondulate. Biotitul include apatit, sfen, magnetit, zircon cu aureolă pleocroică și ortit brun.

În aceste separații melanocrate mai apar în cantitate foarte redusă cuarț xenomorf, feldspat potasic și plagioclaz maclat polisintetic și în mare

Institutul Geologic al României

parte sericitizat. Feldspatul potasic formează fie cristale mai mari cu structură slab zonară, fie concreşteri micrografice cu cuarţul, răspîndite de obicei în interstiţiile celorlalte minerale din rocă.

Granitele roşii se întîlnesc pe şoseaua Novaci-Şugag, la sud de vîrful Scăriţa. Cu toate că apar ca filoane în granitul de Novaci, ele prezintă structură hipidiomorf-grăunţoasă şi granulaţie asemănătoare rocilor intrusive. Pe alocuri aceste granite au suferit fenomene de milonitizare care se trădează printr-o reţea de plane de zdrobire a cristalelor, pe care s-au depus şi granule fine de hematit, care dau culoarea roşie a rocii.

Feldspatul potasic prezintă structură pertitică; mai rar se observă structura în grătar a microclinului. Uneori cristalele de feldspat potasic sînt înlocuite pe fisuri cu albit în cristale fine, maclate polisintetic. Plagioclazul apare în cristale alterate, tuburi care prezintă macle polisintetice, şi sînt uneori deformate sau sparte, ca de altfel şi cuarţul care este transformat într-un mortar fin în lungul planelor de milonitizare.

Mineralele melanocrate sînt complet alterate, pe seama lor formîndu-se granule fine de oxizi de fier opaci. Numai în cristalele de feldspat potasic se mai găsesc uneori incluse mici lamele de biotit.

Separaţiile dioritice, care apar pe marginile masei granitoidelor de Novaci sau la interiorul acesteia, sînt alcătuite din următoarele varietăţi: diorite şi diorite cuarţifere cu hornblendă şi biotit, roci cu granulaţie mai fină decît a granitelor de Novaci.

Dioritele au fost întîlnite la vest de vîrful Scăriţa, în plină arie de dezvoltare a granitului de Novaci. Prin cantitatea de microclin prezentă de obicei în compoziţia lor, aceste roci prezintă evidente tendinţe spre sienodiorite. Ele au structură hipidiomorf-grăunţoasă, textură masivă şi constau din plagioclaz, hornblendă, microclin, cuarţ, biotit, sfen, apatit şi epidot.

Plagioclazul (An 8—9) de obicei maclat polisintetic după legile albitului şi periclin, este uneori albitizat şi înţesat cu minerale secundare. Hornblenda se prezintă în cristale prismatice, uneori aproape idiomorfe, cu unghiul de extincţie $c : Ng = 20^\circ$ şi cu următorul pleocroism: $Ng =$ = verde-brun la interior şi albastru-verzui pe margini; $Nm =$ verde-bruniu pînă la brun-verzui; $Np =$ gălbui. Pe seama amfibolului se formează un biotit galben-bruniu în lamele fine, al cărui pleocroism este $Ng =$ $= Nm =$ galben-bruniu; $Np =$ incolor-slab gălbui. Microclinul se prezintă în cristale mari, xenomorfe, cu structura în grătar evidentă, uneori maclate după legea de Karlsbad. El ocupă de obicei interstiţiile dintre

Institutul Geologic al României

celelalte minerale pe care le include adesea, mai ales hornblenda, sfenul şi magnetitul. Cuarţul apare în cantitate extrem de mică şi este xenomorf. Uneori se găsesc cuiburi de pistaţit secundar.

Dioritele cuarţifere apar ca separaţii în partea de nord a granitului de Novaci, pe valea Gilortului şi Gilorţelului şi în partea de nord a corpului de roci granitoide tardeorogene de la Crasna, unde sînt slab milonitizate. În bazinul văilor Gilorţelu Mare şi Gilorţelu Mic dioritele sînt intim injectate de granite aplitice. Ele sînt roci de culoare cenuşie-verzuie, cu structură hipidiomorf-grăunţoasă şi textură în general masivă, uneori slab orientată, constînd din cuarţ, plagioclaz, hornblendă, biotit şi minerale accesorii.

Cuarţul apare în cantitate redusă, interstiţial şi prezintă extincţie rulantă. Plagioclazul este în general tulbure, alterat şi înlocuit cu asociaţia de minerale secundare SCZA. Uneori, deşi alterat la interior, el prezintă pe margini o aureolă subţire de albit limpede, fără incluziuni de minerale secundare. Plagioclazul şi hornblenda sînt primele minerale care au cristalizat în aceste roci. Hornblenda este o varietate verde, comună, care se prezintă în cristale prismatice sau xenomorfe cu următoarele proprietăţi optice : Ng = brun deschis-verde bruniu ; Nm = brun-brun verzui ; Np = = slab brun-verzui ; $c : Ng = 23°$. Pe valea Sunătoarea, unde rocile sînt injectate de granite, hornblenda slab colorată în verzui este alterată şi înlocuită cu un amfibol ectinolitic secundar, acicular-fibros, cu unghiul de extincţie $c : Ng = 15°$ şi care prezintă macle polisintetice după 100. Uneori prezintă o aureolă de biotit care s-a format, se pare, pe seama sa, fapt demonstrat prin aceea că mica apare în cuiburi şi la interiorul cristalelor de hornblendă (pl. VIII, fig. 2). Acest mineral este înlocuit de asemenea de pistaţit, cum este cazul pe valea Ciocăzeaua Mare.

Biotitul apare în cantităţi variabile în diferitele corpuri de diorite din regiune. El se prezintă în lamele cu contur neregulat, avînd următorul pleocroism : $Ng = Nm$ = brun ; Np = gălbui. Uneori lamelele sînt îndoite şi prezintă separaţii de sagenit, alteori sînt slab alterate în clorit. În afară de lamelele independente din rocă şi cele ce iau naştere pe seama hornblendei coexistente, se constată că acest mineral se formează şi în jurul cristalelor de magnetit. În dioritele cuarţifere de pe valea Sunătoare, biotitul concreşte cu lamele de muscovit. El include uneori cristale fine de ortit brun cu aureolă pleocroică.

Rar se întîlneşte puţin microclin interstiţial, nealterat, care include hornblendă şi alte minerale.

Institutul Geologic al României

Apar de asemenea și cîteva minerale accesorii. Astfel, apatitul se prezintă în cristale în general idiomorfe, care în partea mediană sînt impregnate cu un praf opac fin, iar pe margini sînt limpezi. Titanitul apare în cristale mari, xenomorfe, sau formează o aureolă în jurul cristalelor de magnetit. Ortitul colorat în brun este de asemenea prezent.

Separațiile (autolite) din diorite, rezultate din acumularea mineralelor din prima cristalizare, sînt de două feluri și anume, melanocrate și leucocrate, ambele tipuri apărînd pe valea Gilortului.

Separațiile melanocrate din diorite, deși megascopic sînt greu de observat, la microscop se constată că ele constau dintr-o acumulare de hornblendă verde și biotit brun-roșcat, cu care se asociază în cantitate redusă cuarț și plagioclaz.

Separațiile leucocrate apar în dioritele din partea de nord a carierei de pe valea Gilortului (pl. VIII, fig. 3). Acestea au formă sferică, ovoidală sau lenticulară cu diametrul de 10—20 cm și sînt de mare importanță petrologică, deoarece contactul lor cu dioritul cuarțifer înconjurător nu este net ca în cazul xenoliților, ci mineralele trec de la o rocă la alta normal, cele două roci deosebindu-se între ele doar prin proporția diferită a acestora, evident și prin structură.

Aceste separații se remarcă prin caracterul lor leucocrat, fiind lipsite, aproape complet de minerale melanocrate, iar granulația lor este mai mare decît a dioritului cuarțifer înconjurător (pl. VIII, fig. 3). La contactul cu separația leucocrată, în diorit apare o zonă mai melanocrată, groasă de aproximativ 1 cm, în care abundă cristale alungite de hornblendă, dintre care unele mai lungi pătrund adînc în separația bogată în minerale felsitice. Aceste separații constau din cuarț xenomorf, cu extincție rulantă, plagioclaz hipidiomorf maclat polisintetic și în general alterat, puțină hornblendă verde asemănătoare cu aceea din diorite și microclin în cristale xenomorfe și cu structura caracteristică. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin titanit în cristale idiomorfe sau xenomorfe, apatit și zircon.

Rocile filoniene

Rocile filoniene străbat atît șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, cît și granitoidele sinorogene și tardeorogene, de unde rezultă că au urmat în punerea lor în loc după intruziunile succesive ale plutonilor granitoizi. Ele sînt localizate pe cele trei sisteme de fisuri principale din rocile granitoide și metamorfice, iar punerea lor în loc s-a făcut succesiv (Savu, 1972).

Institutul Geologic al României

Unele roci filoniene, cum sînt granitele porfirice, și aplitele cu turmalină care le străbat pe acestea din urmă, apar numai în masa granitelor de Novaci (fig. 3). Cum alte relații sigure privind succesiunea punerii în loc a rocilor filoniene nu sînt, noi le vom descrie în următoarea ordine : lamprofire, porfirite dioritice, porfire granodioritice, granite porfirice, granite pegmatoide, aplite, porfire cuarțifere și filoane sau geode de cuarț.

Lamprofirele aparțin în general spessartitelor, avînd în compoziția lor hornblendă și piroxen. Structura lor este porfirică, uneori cu aspect doleritic, ca în cazul celor două filoane de la izvoarele văii Aninișu Mare. Cele mai multe lamprofire sînt alterate sub acțiunea soluțiilor postmagmatice, dar granitoidele de pe valea Aninișu Mare sînt străbătute de lamprofire mai proaspete cu structură porfirică, constituite dintr-o masă fundamentală, microcristalină, în care apar fenocristale de piroxen sau de hornblendă, feldspat plagioclaz, uneori și pseudomorfoze de clorit după un mineral melanocrat.

Masa fundamentală comportă cristale fine de piroxen și de hornblendă brună, în mare parte alterate, prinse într-o țesătură fină sericitoasă-cloritoasă-albitică, în parte formată pe seama unor cristale fine de feldspat. Mai rar apar și microcristale de plagioclaz albitizat și tulbure. Amfibolul care apare în cristale cu dimensiuni variabile, de regulă scurt prismatice și orientate pe direcția de curgere a magmei, este o varietate brună cu următoarele caracteristici optice : Ng = brun ; Nm = brun-închis ; Np = slab brun-gălbui ; $c : Ng = 17°$.

Fenocristalele de plagioclaz sînt alterate ca și microcristalele din pastă, fiind împănate cu minerale secundare. Piroxenul formează fenocristale izometrice de 0,50—0,25 mm lungime (pl. IX, fig. 1), uneori grupate cîte 2—3 la un loc, ca de altfel și cele de plagioclaz, alcătuind ceea ce se cheamă o structură glomerofirică. El este incolor și prezintă macle polisintetice după 100, avînd următoarele proprietăți optice : $c : Ng = 39°$; $Ng - Np = 0{,}025$, care caracterizează un diopsid.

Cele două filoane de roci cu structură apropiat doleritică de la izvoarele pîrîului Aninișu Mare constau din cristale alungite de piroxen și de plagioclaz alterate și însoțite de numeroase granule de magnetit, masă în care apar rar pseudomorfoze de clorit după fenocristalele unui mineral melanocrat. Cristalele de piroxen prezintă următoarele caracteristici optice : $c : Ng = 45°$; $Ng - Np = 0{,}029$, care indică un augit.

Porfiritele dioritice cu fenocristale de plagioclaz sînt roci de culoare cenușie care apar pe valea Gilortului. Ele au structură porfirică și constau dintr-o masă fin-granulară, formată

Institutul Geologic al României

din cuarţ, plagioclaz şi biotit. Cuarţul în granule fine şi cu extincţie rulantă este situat în interstiţiile cristalelor de plagioclaz, care sînt în general alterate şi transformate într-o masă sericitoasă fină, conţinînd granule fine de albit şi de epidot. Ca mineral melanocrat apare un biotit brun-verzui, de obicei cloritizat. Apar de asemenea cristale fine cu contur neregulat şi destul de numeroase de titanit, granule de pistaţit pleocroic în culorile galben-verzui şi ortit brun în cristale cu contur neregulat şi cu incluziuni de granule de feldspat şi de titanit, care dovedesc că mineralul s-a format în stadiul final de cristalizare. Ortitul prezintă uneori o aureolă de pistaţit. Apar de asemenea apatit şi granule de magnetit.

În această masă fundamentală se întîlnesc rare cristale mari de plagioclaz, în general alterate ca şi cele din pastă şi care conferă rocii caracterul său porfiric.

Porfiritele dioritice cu fenocristale de amfibol care apar de asemenea pe valea Gilortului, străbătînd granitul de Novaci, reprezintă o rocă cu aspect de andezit cu fenocristale lungi (3 — 5 mm) de hornblendă, orientate paralel cu pereţii filonului şi prinse într-o pastă holocristalină, microgrăunţoasă, formată din cuarţ xenomorf, plagioclaz alterat, amfibol fin, biotit cloritizat, titanit, apatit şi magnetit. În această masă fundamentală apar şi fenocristale de plagioclaz alterat, ceva mai mici decît cele de amfibol.

Fenocristalele de amfibol alungite şi foarte subţiri, prezintă macle polisintetice după 100 şi structură zonară, fiind colorate astfel: Ng = = slab verzui la interior — verde pe margini; Nm = bruniu la interior-verzui pe margini; Np = verzui, aproape incolor. Fenocristalele de plagioclaz deşi sericitizate, indică de asemenea o structură zonară anterioară, ce se poate deduce după felul cum se dispun mineralele secundare reprezentate prin albit şi sericit.

Porfirele granodioritice apar pe valea Aninişu Mare şi constau dintr-o masă fundamentală microgrăunţoasă, în care apar rare fenocristale de plagioclaz (An 8 — 9) maclat polisintetic şi cu structură zonară, formată dintr-un miez şi patru zone marginale, precum şi cristale de hornblendă verde, biotit şi minerale accesorii. Din cauza proceselor de autometamorfism de care sînt afectate rocile filoniene, ca şi cele granitoide, plagioclazul nu mai apare uneori decît sub forma unui cuib de minerale secundare din asociaţia SCZA, în jurul căruia se dezvoltă o aureolă de albit limpede, uneori şi el maclat polisintetic.

Hornblenda este o varietate verde ca şi aceea din granodioritele de Cărpiniş: Ng = verde; Nm = verde-bruniu; Np = gălbui-verzui; $c:Ng$

Institutul Geologic al României

$= 24°$. Biotitul cu pleocroismul $Ng = Nm =$ brun închis și $Np =$ galben, prezintă pe clivaje separații de prehnit și cuiburi de epidot incolor (clinozoizit), iar în unele cazuri este înlocuit de clorit. Ca minerale accesorii apar titanitul și ortitul (pl. IX, fig. 2).

Granitele porfirice se întîlnesc pe valea Gilortului la sud de carieră, pe pîrîul Strugazului și la sud de vîrful Scăriţa, străbătînd în toate cazurile granitul de Novaci. Spre deosebire de granitul de Novaci, acestea constau dintr-o masă fundamentală cu granulaţie medie pînă la fină, în care apar fenocristale de feldspat potasic mai rare, de culoare roz, caracteristice.

Masa fundamentală de compoziţie granodioritică pînă la granitică, constă din cuarţ, biotit, plagioclaz, feldspat potasic și mineralele accesorii. Plagioclazul (An 10) hipidiomorf prezintă macle polisintetice și este alterat în sericit. Biotitul este înlocuit de obicei cu clorit, separînd granule de oxizi de fier și de titanit sau acicule de rutil; apar de asemenea incluziuni de zircon cu aureolă pleocroică și de magnetit. Cristalele de zircon sînt tulburi și prezintă o tentă brunie. Rar se întîlneşte apatit.

În această masă fundamentală sînt prinse fenocristale de 2—5 cm lungime de feldspat potasic, în general idiomorfe și maclate după legea de Karlsbad, avînd feţe cristalografice clare; rareori apare structura poichilitică. Cea mai mare parte a cristalelor prezintă structură pertitică, în unele porţiuni neregulate avînd însă structura în grătar. Uneori se observă o oarecare structură zonară, zonele abia sesizabile stingînd la o diferenţă de unghi foarte mică; în multe cazuri chiar structura în grătar sau pertitică sînt distribuite zonar. Fenocristalele includ cristale de plagioclaz alterat, mai rar de biotit parţial cloritizat, dispuse paralel cu feţele cristalografice, respectiv paralel cu planul de maclă Karlsbad și perpendicular pe acest plan.

Granitele pegmatoide care apar pe Valea Mare au granulaţie mare și acesta este caracterul prin care aceste roci se deosebesc de celelalte granitoide și roci filoniene. Ele nu prezintă concreşteri grafice caracteristice pegmatitelor, motiv pentru care le-am denumit granite pegmatoide. Aceste roci constau dintr-o asociaţie formată din cuarţ xenomorf, plagioclaz în general alterat, microclin sau microclin pertit parţial sericitizat și biotit slab cloritizat. Microclinul include cristale de plagioclaz cu aureolă de albit limpede.

Aplitele sînt cele mai frecvente roci filoniene din zona masivului granitoid. Ele constau dintr-o masă leucocrată, micrograunţoasă, for-

Institutul Geologic al României

mată din cuarţ xenomorf cu extincţie rulantă, plagioclaz şi feldspat potasic, aproape lipsită de minerale melanocrate. Plagioclazul (An 8) apare în cristale hipidiomorfe, maclate polisintetic, în general proaspete şi de compoziţie albitică. În cazul rocilor care au suferit şi fenomene de laminare,

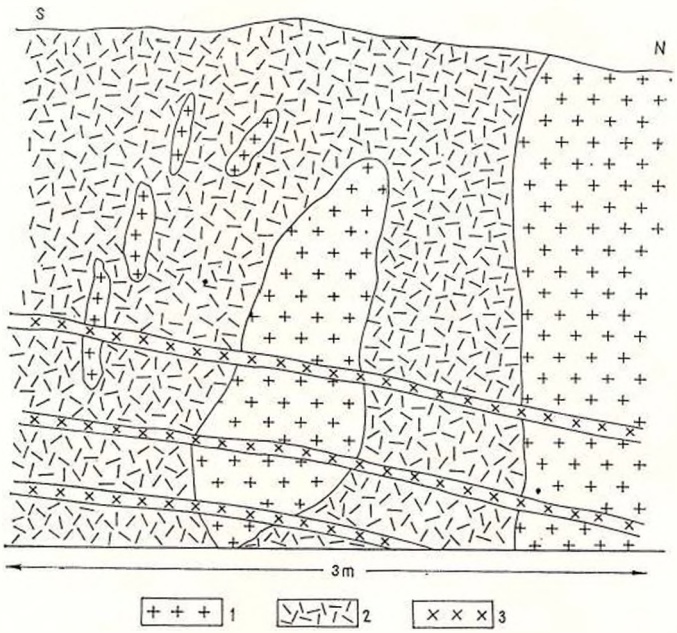


Fig. 3. — Relaţiile dintre rocile filoniene şi granitele de Novaci de pe valea Gilortului.

1, diorite cuarţifere ; 2, filon de granit porfiric cu xenoliţi de diorite cuarţifere ; 3, filoane slab înclinate de aplite.

Relation between veined rocks and Novaci granites along the Gilort Valley.

1, quartziferous diorites ; 2, porphyry granite vein with quartziferous diorite xenolithe ; 3, slightly inclined aplite veins.

plagioclazul este alterat ca şi cel din granite, fiind înlocuit cu aceeaşi asociaţie de minerale secundare SCZA. În unele cazuri apar concreşteri mirmekitice. Uneori rocile sînt străbătute de filonaşe de albit. Feldspatul potasic de regulă xenomorf prezintă structură pertitică, în grătar sau de microclin-pertit şi uneori suferă înlocuiri parţiale cu albit fin maclat.

Biotitul apare în lamele mari şi este înlocuit uneori cu clorit, pirită şi oxizi de fier. Într-un astfel de aplit de pe valea Gilortului (fig. 3) biotitul

Institutul Geologic al României

este înlocuit cu turmalină, între ale cărei cristale se dezvoltă clorit. În această rocă mai apar și mici cristale de almandin, apatit și titanit.

Rocile hidrotermalizate mai intens sînt puternic impregnate cu epidot (pistațit), căpătînd o culoare verde-albăstruie; uneori aceste roci sînt străbătute de filoane de epidot.

Porfirele cuarțifere (porfire microgranitice) reprezintă roci formate dintr-o masă fundamentală microgranitică sau aplitică, constituită din cuarț interstițial și cu extincție rulantă, plagioclaz și feldspat potasic, ambii puternic alterați și înlocuiți cu asociația sericit-caolinit-zoizit-albit și biotit parțial cloritizat. În această masă fundamentală se găsesc fenocristale de cuarț cu contur rotunjit și cu extincție rulantă. În alte roci apar și fenocristale de plagioclaz alături de cele de cuarț.

Filoanele de cuarț se întîlnesc mai rar în plutonul granitoid și în restul regiunii. Ele sînt constituite din cuarț alb, uneori cu cuiburi de clorit și foarte rar cu cristale idiomorfe de cuarț.

Geodele s-au format pe fisurile din granodioritele cu feldspat potasic poichilitic din faciesul de Cărpiniș de pe valea Aninișu Mare. Ele sînt tapisate cu cristale idiomorfe de cuarț lungi de 1—3 cm și dispuse perpendicular pe pereții fisurilor. În jurul geodelor, granitoidele sînt puternic hidrotermalizate, constînd de fapt din asociația mineralogică cuarț-sericit.

Efectele metamorfismului hercinic asupra granitoidelor baicaliene

Metamorfismul regional hercinic, determinat de faza de mișcări bretone, se manifestă în lungul unei zone situată în partea de nord a regiunii (pl. X). Acest metamorfism care a afectat seria de Tulișa din suprastructură, metamorfozînd-o în condițiile faciesului șisturilor verzi, s-a resimțit destul de puternic și în infrastructură.

Pe baza concluziilor din lucrările anterioare (Savu, 1970; Savu et al., 1972) se poate deduce că partea nordică a plutonului tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci, seria de Lainici-Păiuș și granitoidele sinorogene de Sușița din infrastructură, care au alcătuit fundamentul seriei de Tulișa, au fost antrenate în timpul metamorfozării acesteia într-o structură sinclinală orientată pe direcția ENE-WSW, care, pornind de la Nedeiu și trecînd prin văile Gilortului, Sadului și Jiului la Rafailă, se continuă spre sud-vest pînă la Vaidei pe valea Sușița (Savu, 1970; 1972). În timp ce la vest de valea Sadului în această structură sinclinală pensată se mai păs-

Institutul Geologic al României

trează neerodată seria de Tulişa, în porţiunea de la est de această vale, alcătuită dintr-un bloc mai ridicat, această serie a fost erodată şi nu mai regăsim decît planele de laminare şi efectele metamorfismului hercinic asupra infrastructurii regiunii (pl. X.) Astfel de zone „sinclinale" care s-au caracterizat printr-o mobilitate mai accentuată în timpul mişcărilor hercinice, mai găsim în autohtonul danubian şi mai la nord de aceasta, şi sînt marcate de regulă de suprafeţele în care se păstrează încă seria de Tulişa. Aceste structuri sînt paralele cu zona descrisă şi fac împreună un unghi ascuţit cu structurile baicaliene, fapt demonstrat de poziţia foliaţiilor S_1 şi S_2 din seria de Lainici-Păiuş.

În lungul acestor zone şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş suferă un proces de alloretromorfism, iar granitoidele sinorogene şi cele tardeorogene în facies de Cărpiniş, precum şi rocile filoniene cuprinse în aria acestor zone sînt metamorfozate în faciesul şisturilor verzi. De remarcat este faptul că metamorfismul granitoidelor şi al rocilor filoniene care au structură omogenă, a fost mai accentuat decît alloretromorfismul şisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, roci mai heterogene, atît în ceea ce priveşte structura, cît şi compoziţia. Dar cu toate că granitoidele au înregistrat acest fenomen în general mai puternic, se observă şi în cadrul lor zone de laminare mai accentuată decît în altele, fapt constatat în lungul faliilor şi al planelor de alunecare mai rapidă.

Procesul de metamorfism hercinic al granitoidelor începe prin orientarea mineralelor secundare formate pe seama plagioclazului, hornblendei şi biotitului în planul S_2 şi prin creşterea dimensiunilor acestor minerale în raport cu mărimea celor determinate de procesele de autometamorfism. În timp ce masa de minerale secundare din jurul său începe să se orienteze în planul S_2, feldspatul potasic primar rezistă mai mult acestui fenomen de laminare păstrîndu-se aproape neschimbat, astfel că cristalele de plagioclaz incluse în el îşi menţin poziţia iniţială şi forma idiomorfă sau hipidiomorfă (pl. IX, fig. 3). Faptul că aceste cristale de plagioclaz nu sînt laminate ca şi cele de la exteriorul megacristalelor de feldspat potasic, precum şi prezenţa biotitului ca incluziuni în acelaşi feldspat potasic, în timp ce la exteriorul acestuia biotitul din rocă este cloritizat, constituie dovezi peremptorii că feldspatul potasic s-a format înaintea laminării şi nu după aceasta. În cazul metamorfismului mai accentuat în acelaşi facies al şisturilor verzi, rocile granitoide capătă aspect de şisturi sau de filite argintii-verzui cu foliaţia S_2 foarte evidentă. Vechile fisuri baicaliene sînt sudate şi umplute cu clorit de neoformaţie. În rocile acestea apar fisuri noi de vîrstă hercinică.

Institutul Geologic al României

Din cauza texturii lor orientate, toți cercetătorii anteriori au considerat granitoidele afectate de metamorfismul hercinic ca granite gnaisice, termen care ni se pare impropriu. Prin granite gnaisice trebuie să se înțeleagă granitele sinorogene sau tardeorogene a căror textură orientată (S_1) a luat naștere în timpul consolidării rocii sub influența stressului, de regulă la temperatură ridicată, ceea ce ar corespunde cu granitoidele sinorogene de Sușița sau tardeorogene din faciesul de Cărpiniș neafectate de metamorfismul hercinic. Rocile cu textură primară gnaisică sau masivă, afectate de metamorfismul hercinic de temperatură scăzută care determină apariția foliației secundare S_2, trebuie să fie considerate ca metagranitoide (metagranite). Prin compoziția și structura lor, aceste roci corespund ortoșisturilor sericito-cloritoase, avînd textură șistoasă-lenticulară.

Masa granitoidelor recristalizează, rezultînd metagranitoide formate din cuarț fin-granular, albit, sericit, clorit și stilpnomelan, mineralele micacee formînd lamele orientate în planul foliației S_2 a rocilor, printre care apar cristale mai mari de albit maclat polisintetic. Unele cristale xenomorfe și mai mari de cuarț au trecut numai parțial într-un mortar fin, deși și ele sînt alungite. De asemenea, cristalele mai mari de feldspat potasic cu incluziuni de cristale de plagioclaz, care au rezistat stressului, sînt doar puțin aplatizate și au suferit un fenomen incipient de înlocuire cu schachbrettalbit.

Biotitul și amfibolul sînt înlocuite complet cu clorit și, în asociație cu aceasta se formează stilpnomelan, care apare în cuiburi, lentile sau benzi paralele cu foliația S_2 a rocii. În acest plan sînt orientate și lamele individuale ale acestui mineral, de unde rezultă că el se formează și în condițiile metamorfismului regional hercinic, realizat la nivelul faciesului șisturilor verzi de presiune medie și înaltă.

Fenomene de milonitizare în granitoidele tardeorogene

În lungul planului de încălecare a șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și granitoidelor peste depozitele formațiunii de Schela din partea de sud-vest a regiunii, rocile suferă fenomene de milonitizare. Procese asemănătoare au loc și în lungul unor falii care străbat granitoidele tardeorogene.

În condițiile acestor procese, masa granitoidelor este zdrobită. Foarte caracteristic este plagioclazul care apare spart și îndoit, fapt ce se constată clar la cristalele care prezintă macle polisintetice (pl. IX, fig. 4). Cristalele de cuarț sînt transformate într-un mortar fin, iar feldspatul potasic este spart și înlocuit cu albit fin maclat. Mineralele melanocrate

Institutul Geologic al României

au fost înlocuite complet cu minerale secundare, pe seama hornblendei formîndu-se un amfibol fibros. Pe fisurile rocilor și pe planele de zdrobire ale acestora au circulat uneori soluții reziduale care, pe seama calciului spălat din plagioclaz și a fierului din mineralele melanocrate, au determinat formarea de epidot, în general pistațit, care se depune pe aceste căi de acces.

Petrochimia rocilor granitoide

Rocile granitoide tardeorogene din regiune au fost analizate chimic (tab. 2)[6], iar rezultatele obținute în urma prelucrării datelor prezentate în diferite tabele pe care rocile au fost grupate în granitoide de Cărpiniș, granitoide de Novaci și roci filoniene, așa cum s-a făcut și descrierea lor petrografică, cu scopul de a scoate în evidență particularitățile petrochimice ale fiecărui facies petrografic.

Datele obținute din analiza chimică arată că între aceste trei grupe de roci există unele deosebiri de chimism, care sînt în strînsă legătură cu compoziția mineralogică a rocilor. Astfel, apar diferențe în ceea ce privește variația principalilor oxizi, după cum urmează :

Oxizi	Granitoide de Cărpiniș %	Granitoide de Novaci %	Roci filoniene %
SiO_2	51,67—68,75	44,05—67,14	49,86—75,32
Al_2O_3	14,93—16,60	10,64—15,98	13,77—17,76
Fe_2O_3	1,04— 4,51	1,58— 5,94	0,29— 3,42
FeO	1,66— 8,71	0,44—16,52	0,28— 8,76
MgO	0,83— 5,30	0,25— 6,86	0,36— 8,49
CaO	2,84— 3,97	0,89— 8,93	1,03— 9,29
Na_2O	2,67— 4,19	2,03— 4,99	1,89— 3,77
K_2O	1,81— 4,29	2,36— 6,11	0,56— 5,02
TiO_2	0,32— 1,75	0,61— 2,82	0,05— 1,16

Din datele conținute în tabelul 2 și din diagrama de variație Tyrell (fig. 4) se constată că valorile cele mai scăzute pentru SiO_2 se găsesc în separațiile melanocrate (autolite) din granitoidele de Novaci și din cele de Cărpiniș, în unele diorite (44,05—51,67%) și într-un lamprofir de pe valea Aninișu Mare (49,86%). De la aceste roci conținutul crește treptat, atingînd valoarea de 75,32% într-un aplit de pe valea Gilortului. Trebuie să menționăm că în granitele de Novaci, roci cu caracter alcalin, conținutul de SiO_2 variază între 64,71% și 67,14%.

[6] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

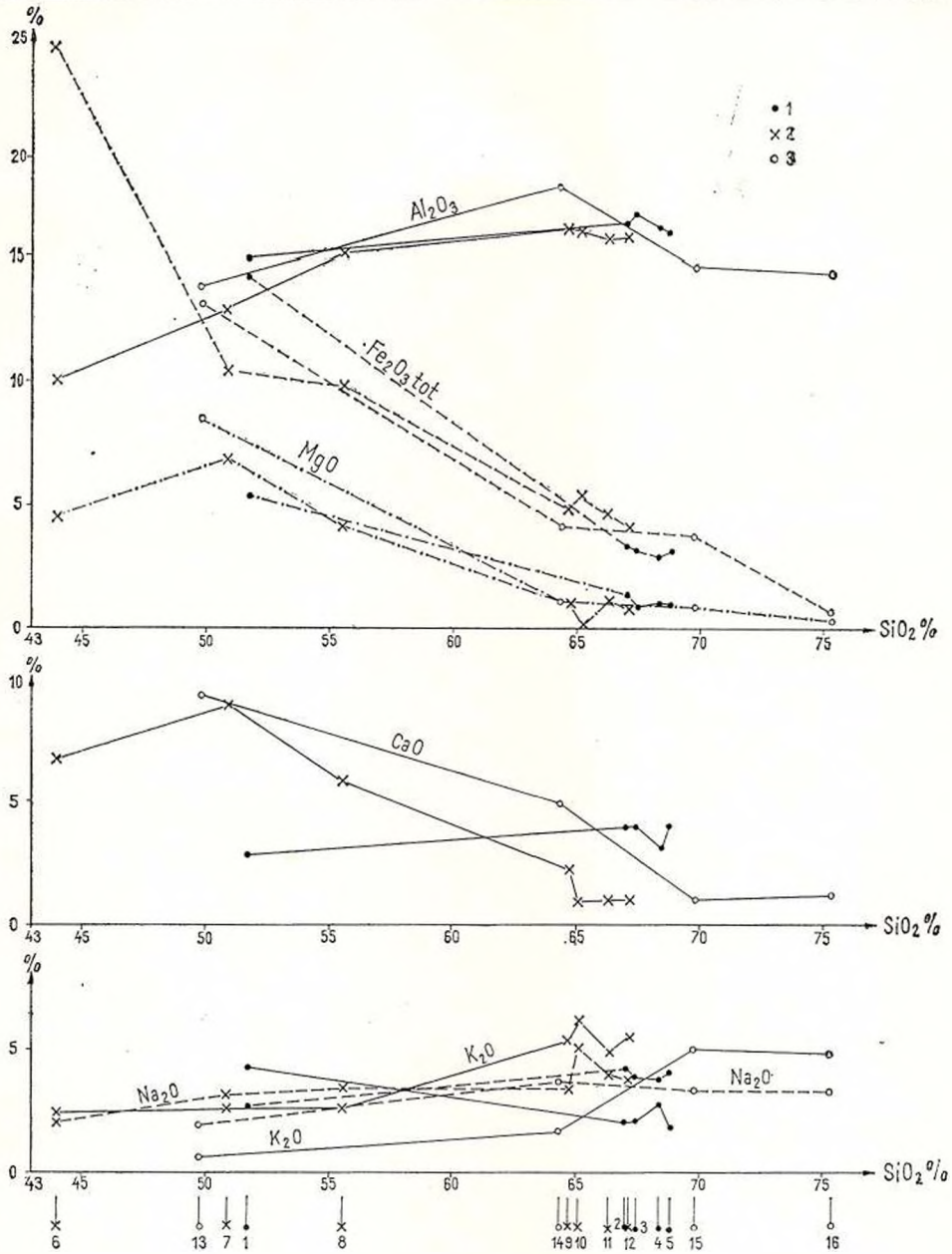


Fig. 4. — Diagrama de variație a oxizilor din rocile granitoide. [7]

1. granitoide de Cărpiniș; 2. granitoide de Novaci; 3. roci filoniene.

Variation diagram of oxides in granitoid rocks.

1. Cărpiniș granitoids; 2. Novaci granitoids; 3. veined rocks.

[7] Legenda stabilită pentru această diagramă va fi utilizată și la celelalte.

Institutul Geologic al României

TABE

Compoziția chimică

Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7
Nr. probei	184	126	181	178	79	157	197
Tipurile de roci	Granitoide de Cărpiniș						
	Separație melanocr. biotitică	Granodiorit cu biotit larg dezvoltat	Granodiorit cu feldspat potasic poichilitic			Separație melanocr. amfibol. în gr. de Novaci	Diorit
			Granodiorit	Granodiorit	Granodiorit		
Locul de colectare	V. Aninișul Mare	V. Aninișul Mare	V. Aninișul Mare	V. Aninișul Mare	V. Cărpiniș	Vf. Scărița	Vf. Scărița
	%	%	%	%	%	%	%
SiO_2	51,67	67,02	67,40	68,40	68,75	44,05	50,92
Al_2O_3	14,93	16,19	16,60	16,11	15,93	10,64	12,81
Fe_2O_3	4,51	1,46	1,13	1,05	1,04	5,94	4,19
FeO	8,71	1,66	1,84	1,68	1,81	16,52	5,58
MnO	0,20	0,06	0,07	0,06	0,06	0,34	0,19
MgO	5,30	1,34	0,83	0,94	0,92	4,55	6,86
CaO	2,84	3,97	3,97	3,16	3,97	6,67	8,93
Na_2O	2,67	4,19	3,88	3,81	4,06	2,03	3,13
K_2O	4,29	2,00	2,05	2,74	1,81	2,36	2,56
TiO_2	1,75	0,36	0,36	0,33	0,32	2,82	1,69
P_2O_5	0,33	0,12	0,13	0,12	0,11	0,92	1,04
CO_2	—	0,33	0,56	0,22	0,24	—	—
H_2O^+	2,34	1,18	1,11	1,03	0,96	2,12	1,74
S	0,02	—	urme	urme	urme	0,09	—
$Fe_{(FeS_2)}$	—	—	—	—	—	0,08	—
ZrO_2	—	—	—	—	—	0,51	
Total	99,56	99,88	99,93	99,65	99,98	99,64	99,64
Indice de alcalinitate	1,86	1,89	1,81	2,03	1,84	1,68	1,71
Fe_2O_3 : FeO	0,42	0,83	0,56	0,58	0,52	0,32	0,68
FeO :MgO	0,92	0,70	1,19	1,04	1,09	2,04	0,76

Institutul Geologic al României

LUL 2

a rocilor granitoide

8	9	10	11	12	13	14	15	16
69	103	158	200a	200b	173	136	201	10
Granitoide de Novaci					Roci filoniene			
Diorit cuarţifer	Granit de Novaci	Granit roşu	Granit de Novaci	Granit de Novaci	Lamprofir	Porfir-granodioritic	Granit porfiric cu fenocr. roz	Aplit
V. Gilortului	V. Gilortului	Vf. Scărița	V. Gilortului	V. Gilortului	V. Aninişul Mare	V. Aninişul Mare	V. Gilortului	V. Gilortului
%	%	%	%	%	%	%	%	%
55,55	64,71	65,15	66,31	67,14	49,86	64,36	69,83	75,32
15,13	15,95	15,98	15,62	15,70	13,77	17,76	14,49	14,30
2,66	2,20	4,84	2,02	1,58	3,42	1,60	1,72	0,29
6,38	2,34	0,44	2,28	2,18	8,76	2,18	1,84	0,28
0,14	0,07	0,02	0,07	0,06	0,16	0,09	0,05	0,02
4,14	1,07	0,25	1,09	0,87	8,49	1,12	0,78	0,36
5,85	2,20	0,89	1,03	1,03	9,29	4,96	1,03	1,20
3,42	3,43	4,99	4,03	3,88	1,89	3,77	3,28	3,34
2,49	5,31	6,11	4,93	5,42	0,56	1,66	5,02	4,77
1,47	0,67	0,72	0,67	0,61	1,16	0,46	0,52	0,05
0,68	0,23	0,25	0,23	0,21	0,17	0,20	0,16	0,01
0,20	0,43	0,08	—	—	urme	0,14	—	—
1,68	1,19	0,49	1,44	1,08	2,62	1,35	1,15	0,36
0,07	urme	urme	urme	—	urme	urme	—	urme
0,06	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,92	99,80	100,21	97,72	99,76	100,15	99,65	99,87	100.30
1,78	2,21	3,90	2,88	2,73	1,24	1,63	2,46	2,51
0,38	0,88	10,00	0,78	0,65	0,35	0,65	0,84	1,00
1,23	1,19	1,00	1,19	1,48	0,58	1,11	1,32	0,44

Institutul Geologic al României

Conținutul de Al_2O_3 prezintă valori mai mici în separațiile melanocrate, diorite și lamprofire, dar crește apoi treptat în rocile granodioritice, după care prezintă o ușoară scădere spre termenii cei mai acizi ai acestor grupe de roci granitoide. Remarcăm că conținutul cel mai ridicat de Al_2O_3 (17,76%) s-a determinat într-un porfir granodioritic de pe valea Aninișu Mare.

Suma oxizilor de fier prezintă în general o variație normală. Valoarea cea mai ridicată este atinsă în separația melanocrată amfibolică din granitul de Novaci, iar valoarea cea mai scăzută s-a determinat într-un aplit (anal. 16) de pe valea Gilortului. Conținutul de MgO, se constată în ansamblu, variază în același sens ca și conținutul de fier, descrescînd de la termenii mai bazici spre cei mai acizi ai celor trei grupe de roci. Sînt de remarcat unele cazuri în care raportul dintre conținutul de fier și cel de magneziu este antipatetic, cum este cazul separației melanocrate amfibolice (anal. 6) și al granitului roșu de Novaci (anal. 10).

În privința CaO, se constată unele fluctuații în variația acestui oxid în cele trei grupe de roci. Conținutul cel mai ridicat apare în diorite, lamprofire și în separația amfibolică din granitul de Novaci, de la care el scade treptat spre rocile acide, filoniene și în granitele de Novaci. În granitoidele de Cărpiniș care sînt în general de compoziție granodioritică, CaO variază în limite mult mai restrînse.

Oxidul de potasiu crește în general de la rocile bazice spre cele acide. Se constată în această privință un paralelism între curba granitoidelor de Novaci și cea a rocilor filoniene (fig. 4). Curba acestora din urmă indică însă valori în general mai scăzute decît curba granitoidelor de Novaci. În granitoidele de Cărpiniș variația conținutului de K_2O este întrucîtva diferită, situație determinată de faptul că primul termen al grupei este o separație melanocrată biotitică — rocă de acumulare — relativ bogată în K_2O, iar ultimii termeni prezintă un conținut de K_2O mai scăzut decît termenii acizi din celelalte grupe de roci. În ce privește conținutul de Na_2O, remarcăm o ușoară creștere la începutul fiecărei serii de roci, valorile conținutului său menținîndu-se apoi în limite destul de apropiate. Cel mai ridicat conținut de Na_2O, ca și cel de K_2O, apare în granitul roșu de Novaci (anal. 10).

Din punct de vedere al conținutului de K_2O și Na_2O, există o deosebire destul de clară între granitoidele de Cărpiniș care sînt mai bogate în Na_2O decît în K_2O și cele de Novaci, în care raportul dintre acești doi componenți se menține în favoarea K_2O (fig. 4).

Institutul Geologic al României

Conținutul de TiO_2 prezintă de asemenea unele caracteristici. Astfel, se remarcă conținuturi destul de ridicate de TiO_2 în rocile mai bazice, cum sînt separațiile melanocrate și dioritele, precum și conținuturi relativ ridicate (0,61—2,82%) pentru toată seria granitelor de Novaci, ceea ce constituie una din caracteristicile principale prin care aceste roci se deosebesc de granitoidele din alte grupe de roci intrusive acide din autohtonul danubian. Același caracter îl prezintă și rocile filoniene acide, care sînt derivate direct din magma granitoidelor de Novaci, cum este granitul porfiric de pe valea Gilortului (anal. 15).

Compoziția normată CIPW a rocilor granitoide, calculată din analiza chimică, scoate în evidență o serie de particularități ale acestora (tab. 3).

În timp ce în majoritatea rocilor granitoide cuarțul normativ este prezent, în separația melanocrată amfibolică din granitul de Novaci și în unul din dioritele din aceeași grupă de roci el lipsește. Remarcăm însă că în aceste roci apare ca mineral normativ olivina, care variază între 2,11 și 6,21%. În privința conținutului de cuarț normativ din celelalte roci se constată că el este mai ridicat în general în granitoidele din faciesul de Cărpiniș și în rocile filoniene, unde depășește 20%. Din contră, granitele de Novaci conțin cuarț normativ sub 20%.

În ceea ce privește variația conținutului de componenți normativi ai feldspaților (*or*, *ab*, *an*) se remarcă de asemenea unele deosebiri între cele trei grupe de roci, observații din care exceptăm însă separațiile melanocrate și dioritele. Astfel granitele de Novaci sînt mai bogate în feldspat potasic (28,91—36,14%) și mai sărace în anortit (1,95—7,23%). Rocile acide din faciesul granitoidelor de Cărpiniș se comportă invers; ele conțin ortoză normativă între 10,56 și 16,12% și anortit între 13,34 și 17,24%. Este evident că această deosebire este determinată pe de o parte de faptul că rocile acide din faciesul de Cărpiniș sînt reprezentate preponderent prin granodiorite, iar cele din grupa de Novaci prin granite și pe de altă parte de caracterul alcalin al acestora din urmă. Observăm de asemenea, că în trecut toate rocile din masivul granitoid de la nord de Novaci erau încadrate la granite. Cercetările noastre (S a v u, 1972) au arătat că în cadrul acestui pluton se deosebesc mai multe tipuri de roci, dispuse în zone sau faciesuri și subfaciesuri diferite.

Valorile conținutului de albit normativ sînt mai variate în granitele de Novaci, în care acest component oscilează între 28,82 și 42,44%. În granitoidele de Cărpiniș variațiile conținutului de *ab* se mențin în limite mai restrînse și anume, între 31,96 și 35,63%. Rocile filoniene prezintă conținuturi de anortit normativ mult mai variabile, fapt ce se explică

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Compoziția normală (C.I.P.W.) a rocilor granitoide

Tipurile de roci	Granitoide de Cărpiniș					Granitoide de Novaci							Roci filoniene			
Minerale norm. \ Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
qu	1,98	25,14	28,02	27,96	28,32	—	—	7,62	19,38	11,34	19,98	19,86	2,88	23,40	28,02	34,32
or	25,58	11,68	12,23	16,12	10,56	13,90	15,59	15,01	31,14	36,14	28,91	31,69	3,34	10,01	29,47	28,36
ab	22,53	35,63	33,01	31,96	34,58	17,29	26,72	28,82	28,82	42,44	34,06	33,01	16,24	31,96	27,77	28,30
an	12,23	16,68	15,29	13,34	17,24	12,79	13,07	18,35	7,23	1,95	4,45	4,45	27,24	22,80	4,45	5,84
di	—	—	—	—	—	12,44	19,70	3,65	—	—	—	—	14,65	—	—	—
hy	22,87	4,62	3,95	4,15	4,41	18,21	9,16	15,77	3,92	0,60	4,15	3,95	25,61	4,91	3,09	1,03
ol	—	—	—	—	—	6,21	2,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c	1,33	1,02	2,35	2,04	0,92	—	—	—	2,04	0,41	2,04	1,84	—	1,43	2,04	1,43
ap	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34	2,02	2,35	1,68	0,34	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	—
cc	—	0,80	1,30	0,50	0,60	—	—	0,50	1,00	0,20	—	—	—	0,30	—	—
il	3,34	0,76	0,76	0,61	0,61	5,32	3,19	2,89	1,37	0,91	1,37	1,22	2,28	0,91	0,91	0,15
ru	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—
ml	6,50	2,09	1,62	1,62	1,39	8,58	6,03	3,94	3,25	—	3,02	2,32	4,87	2,32	2,55	0,46
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,80	—	—	—	—	—	—
pr	—	—	—	—	—	0,18	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
Q %	3,9	34,7	38,2	36,8	38,5	—	—	14,8	24,4	12,6	24,1	23,5	12,8	35,8	32,8	37,7
Or %	51,1	16,1	16,7	21,2	14,4	44,6	36,8	29,2	39,3	40,2	34,8	37,5	15,2	15,3	34,6	31,2
Ab %	45,0	49,2	45,1	42,0	47,1	55,4	63,2	56,0	36,3	47,2	41,1	39,0	72,0	48,9	32,6	31,1

Institutul Geologic al României

prin aceea că ele cuprind roci derivate atît din magma granitoidelor din faciesul de Novaci, cît şi din aceea a granitoidelor de Cărpiniş sau dintr-o magmă tîrzie consanguină, cu totul specială, cum a fost magma din care au provenit lamprofirele.

Componenţii mineralelor melanocrate prezintă şi ei unele particularităţi în cele trei grupe de roci. În separaţia melanocrată amfibolică din granitul de Novaci şi în cele două diorite apar ca minerale normative atît hiperstenul cît şi diopsidul, iar la două din ele s-a menţionat deja şi olivina. Hiperstenul normativ apare însă în toate rocile şi prezintă conţinuturi mai ridicate în termenii bazici din fiecare grupă petrografică analizată.

Remarcăm că magnetitul normativ este prezent în toate grupele de roci, cu excepţia granitului roşu de Novaci, în care fierul din compoziţia sa se găseşte sub formă de hematit, întrucît roca a suferit fenomene de autometamorfism.

Parametrii magmatici Niggli (B u r r i, 1959) repartizează rocile granitoide, cu excepţia separaţiilor melanocrate, la mai multe tipuri de magme (tab 4). Granitoidele din faciesul de Cărpiniş corespund magmelor normal-granodioritice pînă la farsunditice, tipuri de magmă ce aparţin seriei calco-alcaline. Rocile din faciesul granitoidelor de Novaci corespund şi ele la următoarele tipuri de magmă : dioritele se încadrează la magmele normal-gabbro-dioritice, avînd parametrul *k* mai mare şi la magme normal-dioritice spre lamprodioritice, magme ce aparţin de asemenea seriei calco-alcaline. În schimb, granitele de Novaci aparţin unor tipuri de magmă cu puternice tendinţe spre seria magmelor alcali-potasice şi anume : granitică-granosienitică, kalinordmarkitică cu parametrul *mg* mai mic, juvitică şi repakiwitică cu parametrul *si* mai mic .

Pe baza acestor date putem stabili că provincia granitoidelor baicaliene din autohtonul danubian aparţine seriei magmelor calco-alcaline, în cadrul său separîndu-se o subprovincie cu roci diferenţiate din aceeaşi magmă, care au caractere tipice seriei magmelor alcali-potasice (S a v u et al., 1972) [8], aşa cum rezultă şi din diagrama din figura 5, construită după modelul stabilit de W r i g h t (1969).

Rocile filoniene corespund la magme foarte variate, aparţinînd atît seriei calco-alcaline (*al*-hornblenditică spre hornblenditică, granodioritică, aplitgranitică), cît şi unor magme cu caracter mixt (leucogranitică-rapakiwitică).

[8] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Valorile parametrilor Niggli pentru rocile granitoide

Nr. crt.	Tipurile de roci	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*ti*	*p*	*w*	*Qz*	*Q*	L	M	Tipul de magmă
1	Granitoide de Cărpiniș	144,1	24,5	52,1	8,5	14,9	0,52	0,42	0,16	3,7	0,34	0,32	−15,5	31,0	38,9	30,1	Dioritică-lamproitică
2		283,2	40,4	19,0	18,0	22,6	0,24	0,44	0,95	1,3	0,25	0,44	92,8	51,1	42,2	6,7	Granodioritică-farsunditică
3		295,3	42,9	16,0	18,7	22,4	0,26	0,34	1,2	1,3	0,26	0,36	105,7	52,7	40,7	6,6	Farsunditică
4		311,2	43,2	16,9	15,3	24,6	0,32	0,37	0,91	1,1	0,27	0,37	112,8	53,2	39,7	7,1	Farsunditică
5		307,0	41,8	16,4	19,0	22,8	0,22	0,38	1,2	1,1	0,27	0,32	115,8	53,6	40,9	5,5	Farsunditică
6	Granitoide de Novaci	104,4	14,8	60,0	16,9	8,3	0,43	0,27	0,28	5,0	0,85	0,25	−28,8	23,0	29,6	47,4	Kalihornblenditică
7		127,0	18,9	45,4	23,8	11,9	0,35	0,56	0,52	3,1	1,0	0,40	−20,6	28,0	35,1	36,9	Gabbrodioritică-mela-gabbrodioritică
8		164,6	26,3	40,6	18,5	14,6	0,33	0,45	0,46	3,4	0,89	0,28	6,2	36,4	39,5	24,1	Dioritică-lamprodioritică
9		273,3	39,8	22,1	9,9	28,2	0,50	0,30	0,45	2,3	0,25	0,47	60,5	46,6	44,3	9,1	Granitică-granosienitică
10		277,5	40,2	18,4	4,1	37,3	0,45	0,08	0,22	2,3	0,51	0,91	28,3	42,3	50,7	7,0	Kalinordmarkitică
11		294,4	40,8	22,9	5,1	31,2	0,44	0,31	0,22	2,4	0,27	0,45	69,6	47,6	42,6	9,8	Juvitică
12		305,4	42,1	19,9	5,2	32,8	0,48	0,29	0,26	2,2	0,27	0,39	74,2	48,1	43,5	8,4	Rapakiwitică
13	Roci filoniene	116,1	18,9	52,7	23,2	5,2	0,16	0,56	0,44	2,1	0,14	0,25	−4,7	30,8	29,8	39,4	Al-hornblenditică-hornblenditică
14		254,1	41,5	19,0	20,8	18,7	0,23	0,35	1,1	1,4	0,24	0,39	79,3	50,1	41,4	8,5	Granodioritică
15		348,2	42,5	20,1	5,7	31,7	0,50	0,28	0,28	1,8	0,30	0,47	121,4	52,9	39,0	8,1	Leucogranitică-rapakiwitică
16		443,2	49,5	6,0	7,4	37,1	0,49	0,53	1,2	0,4	—	0,50	194,8	58,5	38,8	2,7	Aplitgranitică

Institutul Geologic al României

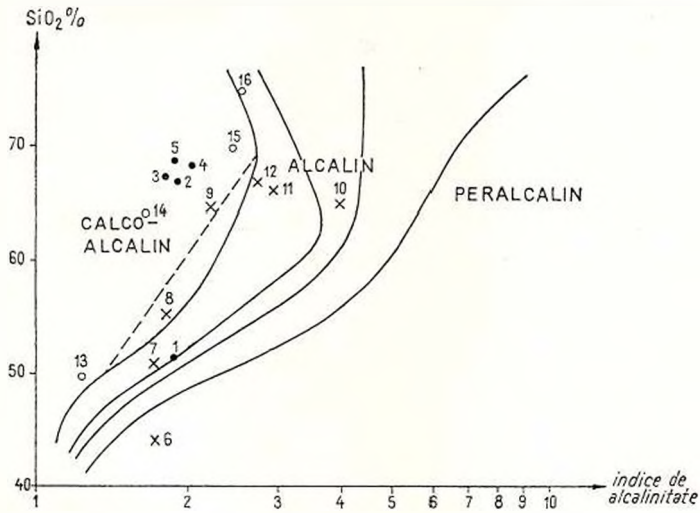


Fig. 5. — Distribuția rocilor granitoide pe diagrama de variație a raportului alcalinității.

Distribution of granitoid rocks on the variation diagram of the alcalinity ratio.

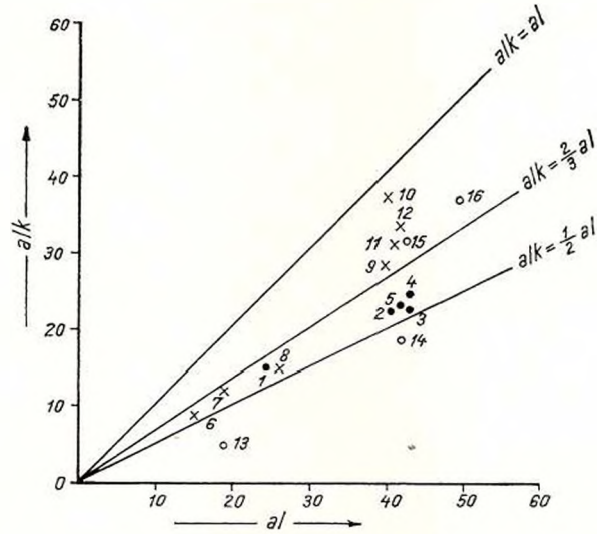


Fig. 6. — Diagrama *al* : *alk*.

al : *alk* diagram.

Institutul Geologic al României

Diagrama *al* : *alk* (fig. 6) scoate de asemenea în evidenţă caracterul de roci cu conţinut de alcalii intermediar al granitoidelor de Cărpiniş, caracterul de diferenţiate sărace în alcalii al rocilor filoniene care le însoţesc pe acestea şi tendinţa de îmbogăţire treptată în alcalii a granitelor de Novaci şi a rocilor filoniene asociate lor. Acestea din urmă se păstrează în domeniul bogat în alcalii, una din roci (anal. 10) fiind destul de aproape de limita cu domeniul rocilor paralcaline. Se remarcă faptul că rocile melanocrate formează un cîmp separat de cel al rocilor leucocrate, situat în apropierea colţului diagramei, ceea ce presupune valori mici ale parametrilor *al* şi *alk* ai acestor roci în raport cu parametrii celor leucocrate, din a căror magmă au derivat fie prin acumulare de cristale (separaţii melanocrate — autolite), fie prin diferenţiere magmatică de altă natură (diorite şi lamprofire).

Separaţiile melanocrate şi dioritele, roci bogate în mafite, se proiectează pe diagrama *al* :*fm* (fig. 7) în general între cîmpul femic şi cel semi-

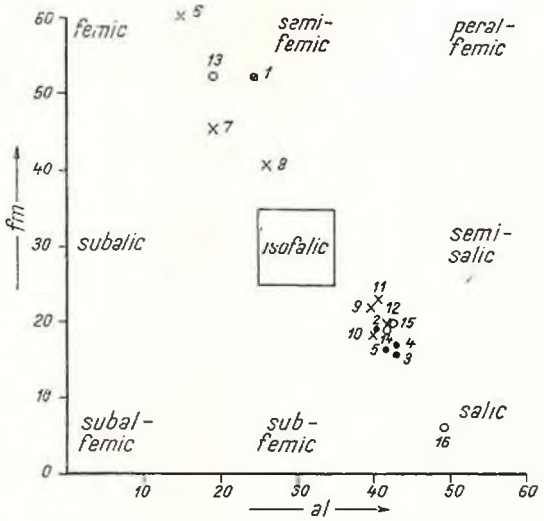


Fig. 7. — Diagrama *al* : *fm*.
al : *fm* diagram.

femic, iar majoritatea granodioritelor de Cărpiniş şi a granitelor de Novaci se situează între cîmpurile izofalic şi salic. O singură rocă, aplitul de pe valea Gilortului (anal. 16) se proiectează în cîmpul salic. Comparativ cu rocile granitoide cercetate în regiunea valea Sadului-Stăncești (S a v u et al., 1972), există unele deosebiri de chimism, în sensul că rocile sino-

Institutul Geologic al României

rogene și tardeorogene din zona menționată se proiectează de regulă, în cîmpul salic.

Rocile leucocrate din plutonul de la Cărpiniș-Novaci sînt în general mai bogate în cuarț, astfel că pe diagrama QLM (fig. 8) ele se proiectează în cea mai mare parte deasupra liniei PF și în apropierea laturei QL.

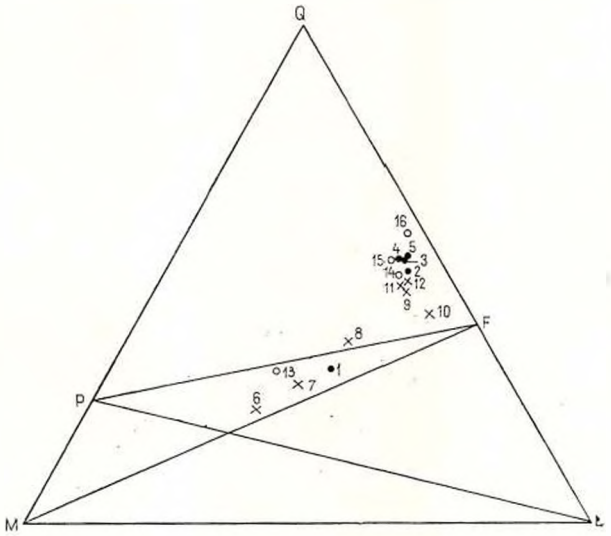


Fig. 8. — Diagram QLM.
QLM diagram.

Din contră, rocile bazice (diorite și lamprofire) și separațiile melanocrate se găsesc pe diagramă sub latura PF, în cîmpul rocilor sărace în SiO_2 sau nesaturate în acest component.

Caracteristicile petrochimice ale rocilor granitoide din cele trei grupe de roci rezultă clar și din diagrama din figura 9, pe care ele se proiectează într-un cîmp cuprins între diagonalele 0,6 K — 0,6 mg și 1,0 K — 1,0 mg. Fac excepție două roci, și anume, granitul roșu de Novaci (anal. 10) al cărui parametru mg este foarte mic și în consecință roca se proiectează sub diagonala 0,6 K — 0,6 mg, și aplitul de pe valea Gilortului (anal. 16) care se proiectează puțin deasupra diagonalei 1,0 K — 1,0 mg. Distribuția rocilor în sensul orientării celor două diagonale indică faptul că magma granitoidă primară a urmărit în principal linia de diferențiere a magmelor calco-alcaline. Trebuie subliniat faptul că în cadrul cîmpului de proiecție al rocilor din plutonul de la Cărpiniș-Novaci, granitele de Novaci formează

Institutul Geologic al României

un grup aparte, caracteristic, ele grupîndu-se în partea inferioară a domeniului de proiecţie cuprins între cele două diagonale.

Linia de diferenţiere a magmelor granitoide din plutonul de la Cărpiniş-Novaci rezultă cu mai multă claritate din diagrama din figura 10. După cum se poate constata, parametrii *al* şi *alk* urmăresc un sens ascen-

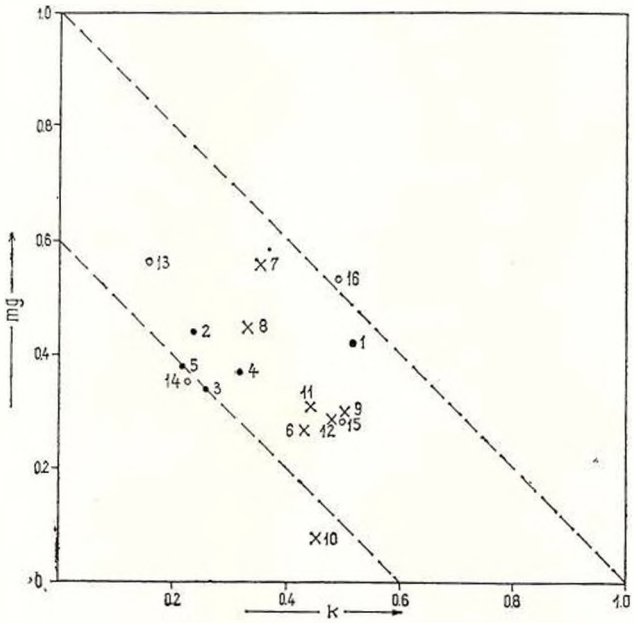


Fig. 9. — Diagrama *k* : *mg*.
k : *mg*. diagram.

dent, curbele lor menţinîndu-se aproape paralele. Curbele parametrului *fm* din cele trei grupe de roci prezintă un sens de variaţie descendent, scăzînd mai puternic în porţiunea cuprinsă între rocile bazice şi cele granodioritice, ele menţinîndu-se grupate într-un fascicol destul de strîns, ca de altfel şi curbele parametrilor *al* şi *alk*. Într-un mod mai deosebit se comportă parametrul *c* ale cărui curbe, deşi scad de la rocile mai bazice spre cele mai acide, sînt în general mai îndepărtate între ele.

Punctul de izofalie (*al*/*fm*) al întregii asociaţii de roci granitoide tardeorogene din plutonul de la Cărpiniş-Novaci se situează în intervalul în care $Si = 200-220$, interval specific provinciilor calco-alcaline. Remarcăm aici, aşa cum a rezultat şi din alte diagrame anterioare, că între

Institutul Geologic al României

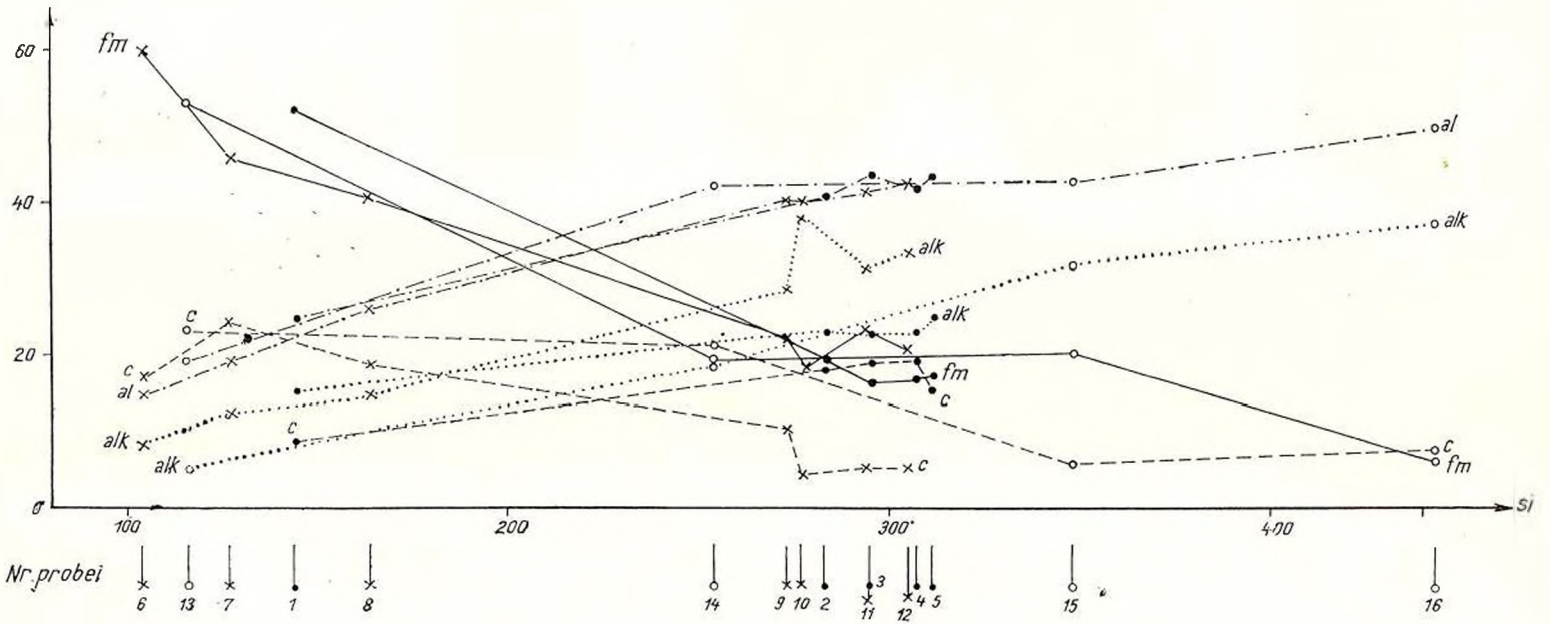


Fig. 10. — Diagrama de diferenţiere a rocilor din faciesurile granitoide.
Differentiation diagram of rocks from granitoid facies.

Institutul Geologic al României

separaţiile melanocrate şi cele dioritice asociate granitoidelor nu apar roci intermediare, ceea ce ar demonstra caracterul lor de roci de acumulare, constituite din cristale formate în prima fază de cristalizare a magmei calco-alcaline.

Distribuţia elementelor minore în rocile granitoide

Pentru a stabili unele concluzii privind legile de distribuţie a elementelor minore din rocile granitoide tardeorogene din faciesurile plutonului de la Cărpiniş-Novaci şi din regiunea înconjurătoare, au fost analizate prin spectroscopie de emisie rocile tardeorogene din tabelul 2, care fiind analizate şi chimic, permit o aprofundare a relaţiilor dintre elemente majore şi cele minore (tab. 5). Pe lîngă acestea, pentru a avea o vedere mai largă asupra distribuţiei elementelor minore în gama foarte variată de roci granitoide din regiune, au mai fost analizate spectral încă 36 probe,

TABELUL 5

Elementele minore din rocile granitoide din tabelul 2

	Nr. crt.	Nr. probei	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sr	Ba	Be	Li	Zr
			p. p. m.											
Granitoide de Cărpiniş	1	184	8	160	26	28	27	20	83	250	1750	<1	38	290
	2	126	11	47	16	5,5	5	3	28	700	870	1,3	26	105
	3	181	14	70	18	3,5	4	<1	14	670	640	1,6	36	145
	4	178	16	50	17	1,5	3	<1	11	360	770	2,0	38	160
	5	79	19	110	17	3	4	1	20	390	310	1,6	27	100
Granitoide de Novaci	6	157	9	66	34	15	26	11	140	110	400	5.0	22	1400
	7	197	9	23	18	125	21	120	110	700	1300	2,0	19	280
	8	69	10	53	20	35	20	53	92	480	880	3,2	41	380
	9	103	18	72	19	3,5	5	1,5	21	340	1450	2,6	19	480
	10	158	17	105	12	2,5	3	1,5	13	140	1400	2,0	4	580
	11	200a	12	105	17	3,5	6,5	1,5	16	270	1170	3.0	34	560
	12	200b	16	98	20	3,5	7,0	1,5	15	240	1200	2,3	24	500
Roci filoniene	13	173	5	155	14	140	40	235	175	190	90	<1	8	130
	14	136	20	34	21	3	4	2	22	530	520	1,8	45	160
	15	201	15	63	20	3,5	4,5	2	16	240	1050	3,2	19	400
	16	10	25	34	14	1	<2	<1	<2	230	390	<1	1–3	<40

Institutul Geologic al României

care cuprind de asemenea roci din faciesurile granitoidelor de Cărpiniş şi de Novaci şi roci filoniene (tab. 6).

Pentru probele analizate chimic s-a calculat indicele de diferenţiere după N o c k o l d s şi A l l e n (1953, 1954, 1956) de forma $\left(\frac{1}{3}\,\mathrm{Si}+\mathrm{K}\right)-(\mathrm{Ca}+\mathrm{Mg})$ şi rapoartele dintre elementele minore şi cele majore pe care le pot substitui izomorf (tab. 7). În funcţie de aceste date, elementele minore şi cele majore au fost proiectate, după afinităţile lor geochimice, în diferite diagrame de variaţie, pe a căror abscisă s-au luat valorile indicelui de diferenţiere din tabelul 7 sau în diagrame de corelaţie.

Pentru toate probele analizate s-au calculat rapoartele dintre diferitele perechi de elemente minore cu proprietăţi geochimice apropiate sau

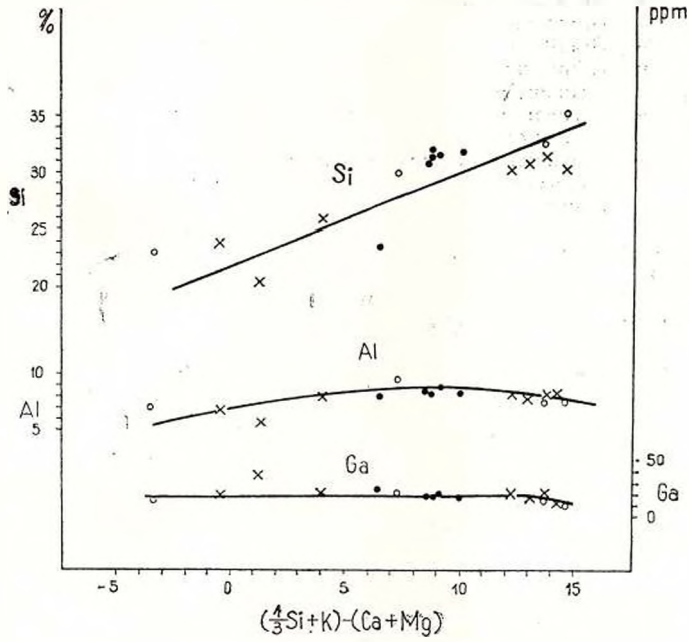


Fig.11. — Diagrama de variaţie a Si, Al şi Ga.
Variation diagram of Si, Al and Ga.

asemănătoare şi s-au proiectat aceste perechi de elemente în coordonate dublu-logaritmice. Au fost excluse din aceste consideraţii rocile filoniene ale căror puncte de proiecţie sînt foarte dispersate.

După cum rezultă din diagrama din figura 11, curba de variaţie a Ga pentru întreaga asociaţie de roci granitoide considerată ca o singură

Institutul Geologic al României

TABE

Elemente minore

	Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Locul de colectare	Pb	Cu
Granitoide de Cărpiniş	1	127	Granodiorit	V. Mare-Radoşi	14	100
	2	18	Granodiorit	V. Gilort	16	76
	3	85	Granodiorit hidrotermalizat	V. Cărpiniş	16	9
	4	135	Granodiorit	V. Mare-Radoşi	17	115
	5	21	Granodiorit	V. Gilort	12	10
	6	8	Granodiorit gnaisic	V. Gilort	18	8
	7	17	Granodiorit	V. Gilort	13	13
	8	70	Granit fin	V. Gilort	25	10
	9	140	Granit fin	V. Aninişu Mare	13	10
	10	129	Granodiorit	V. Aninişu Mare	6	16
	11	80	Granodiorit	V. Cărpiniş	14	7
	12	133	Granodiorit	V. Aninişu Mare	8	16
	13	182	Granodiorit cu feldspat potasic poichilitic	V. Aninişu Mare	13	25
	14	179	idem	V. Aninişu Mare	13	11
	15	77	Granodiorit	V. Cărpiniş	13	11
	16	56	Leucogranit fin	V. Gilort	26	14
	17	195	Granit pegmatoid	V. Ciocăzeaua Mare	38	15
	18	28	Granit filonian	V. Drăgoeşti	40	56
Granitoide de Novaci	19	198	Diorit cuarţifer	Vf. Scăriţa	7	110
	20	194	Diorit cuarţifer	V. Ciocăzeaua Mare	8	87
	21	59	Diorit cuarţifer	V. Gilortului	14	74
	22	38	Diorit cuarţifer	V. Sunătoarea	12	17
	23	68	Separaţie dioritică	V. Gilortului	14	48
	24	67	Diorit cuarţifer	V. Gilortului	12	58
	25	36	Diorit cuarţifer	V. Sunătoarea	6	110
	26	74	Granit de Novaci	V. Gilortului	18	14
Roci filoniene	27	101	Porfir cuarţ-dioritic	V. Gilortului	14	325
	28	110	Porfir cuarţ-dioritic	V. Gilortului	6	15
	29	134	Porfirit dioritic epidotizat	V. Mare-Radoşi	15	8
	30	42	Porfir dioritic	V. Sunătoarea	8,5	95
	31	137	Porfir granodioritic	V. Aninişu Mare	7	100
	32	58	Porfir granitic	V. Gilortului	5,5	19
	33	9	Porfir	V. Gilortului	18	10
	34	202	Porfir granitic	P. Strugazului	22	7
	35	19	Aplit	V. Gilortului	22	48
	36	102	Aplit cu turmalină	V. Gilortului	20	115
	37	82	Porfir granitic	V. Cărpinişului	26	38
	38	49	Aplit	V. Crasna	11	15
	39	75	Aplit	V. Gilortului	22	5
	40	71	Aplit	V. Gilortului	42	110

Institutul Geologic al României

LUL 6

din rocile granitoide

Ga	Ni	Co	Cr	V	Sr	Ba	Be	Li	Zr	Sr/Ba	Co/Ni	Cr/Ni	Cr/V
16	4	4,5	4	40	420	380	1,7	20	90	1,10	0,89	1,00	0,10
18	4	5	3,5	30	340	480	1,7	22	130	0,71	1,25	0,87	0,12
18	3,5	5	2	27	225	360	2,0	43	76	0,62	1,43	0,57	0,07
18	3	4	2	27	310	530	1,8	43	90	0,58	1,33	0,66	0,07
17	3,5	3,5	2	26	250	440	2,4	23	115	0,57	1,00	0,57	0,08
18	2,5	3,5	1,5	26	400	1000	1,5	38	120	0,40	1,40	0,60	0,06
18	4,5	3,5	2	24	300	420	2,5	26	82	0,71	0,78	0,44	0,08
22	3,5	4,5	5	22	165	780	4,3	52	290	0,21	1,28	1,42	0,23
18	2,5	4,5	1,5	22	520	1300	1,6	36	90	0,40	1,80	0,60	0,07
19	5	4	3	22	680	600	1,6	41	120	1,13	0,80	0,60	0,14
16	3	4	1,5	21	350	280	1,5	38	115	1,25	1,33	0,50	0,07
18	3	4	1,5	18	520	720	1,8	46	92	0,72	1,33	0,50	0,08
17	2,5	3,5	1	18	480	1300	1,6	32	120	0,37	1,40	0,40	0,06
21	2,5	4	1	17	500	620	2,0	43	120	0,81	1,60	0,40	0,06
17	2,5	2,5	1,5	16	720	950	2,0	20	130	0,76	1,00	0,60	0,09
14	2	2	<1	4	55	470	2,6	1–3	74	0,12	1,00		
19	3	2,5	<1	2	75	660	<1	3	<40	0,11	0,83		
14	2,5	<2	1	<2	52	480	1,2	5	<40	0,11		0,60	
15	135	32	230	260	780	1350	2,5	20	260	0,58	0,24	1,70	0,88
17	34	35	50	230	600	1050	2,3	19	280	0,57	1,03	1,47	0,22
22	40	25	28	220	670	2100	3,3	24	470	0,32	0,62	0,70	0,13
17	14	21	54	185	440	470	2,5	18	190	0,94	1,50	3,85	0,29
23	29	18	58	155	390	1300	3,6	66	390	0,30	0,62	2,00	0,37
15	37	20	<1	140	620	1100	2,9	32	420	0,56	0,54		
23	18	17	65	100	500	570	2,6	26	240	0,88	0,94	3,61	0,65
18	4	6,5	2	29	350	1400	3,6	16	500	0,25	1,62	0,50	0,07
26	13	13	11	75	290	750	4,6	51	400	0,39	1,00	0,84	0,15
16	15	11	9	74	540	570	<1	40	125	0,95	0,73	0,60	0,12
32	3	4	2	52	300	35	3,0	6	52	8,57	1,33	0,66	0,04
22	5	7	8	41	140	220	2,1	31	210	0,84	1,40	1,60	0,19
22	3	5	1,5	23	660	680	1,8	30	140	0,97	1,67	0,50	0,06
20	5,5	5	4	21	210	1250	2,9	23	320	0,17	0,91	0,70	0,19
19	2,5	4	1,5	19	315	950	1,7	32	130	0,33	1,60	0,60	0,80
19	2	3,5	3	8	150	1000	2,8	9	230	0,15	1,75	1,50	0,37
14	2,5	<2	1,5	8	128	200	1,0	1–3	<40	0,64		0,60	0,19
19	2	<2	<1	3	34	160	5,4	<1	40	0,21			
15	<1	<2	<1	2	70	90	1,8	1–3	40	0,78			
17	2,5	3	<1	<2	145	110	2,6	<1	<40	1,32	1,20		
15	<1	<2	<1	5	130	950	1,3	1–3	80	0,14			
14	2	<2	<1	<2	75	280	2,2	3	<40	0,27			

Institutul Geologic al României

TABE

Rapoartele dintre elementele minore

Nr. crt.	Nr. probei	$\frac{Co \times 10^3}{Fe^{2+}}$	$\frac{Co \times 10^3}{Mg}$	$\frac{Co \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Fe^{2+}}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Mg}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Cr \times 10^3}{Fe^{3+}}$	$\frac{Cr \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Cr}{Ni}$	$\frac{Co}{Ni}$	$\frac{V \times 10^3}{Fe^{3+}}$
1	184	0,39	0,84	0,27	0,41	0,87	0,28	0,63	0,20	0,71	0,96	2,63
2	126	0,38	0,61	0,21	0,42	0,68	0,23	0,29	0,13	0,54	0,91	2,74
3	181	0,27	0,80	0,18	0,24	0,70	0,15				1,14	1,77
4	178	0,22	0,52	0,14	0,11	0,26	0,07				2,0	1,51
5	79	0,28	0,72	0,18	0,21	0,55	0,14	0,14	0,05	0,33	1,38	2,74
6	157	0,20	0,94	0,15	0,11	0,54	0,08	0,26	0,06	0,73	1,73	3,37
7	197	0,48	0,50	0,28	2,88	3,02	1,71	4,09	1,65	0,96	0,17	3,75
8	69	0,40	0,80	0,29	0,70	1,40	0,51	2,85	0,78	1,51	0,57	4,95
9	103	0,27	0,76	0,14	0,19	0,53	0,10	0,10	0,04	0,43	1,43	1,36
10	158	0,88	2,00	0,08	0,73	1,66	0,56	0,04	0,04	0,60	1,20	0,38
11	200a	0,36	0,98	0,20	0,19	0,53	0,11	0,11	0,05	0,43	1,86	1,13
12	200b	0,41	1,34	0,25	0,20	0,67	0,12	0,14	0,05	0,43	2,00	1,36
13	173	0,58	0,78	0,43	2,05	2,77	1,52	9,83	2,55	1,68	0,28	7,32
14	136	0,23	0,59	0,14	0,17	0,44	0,11	0,18	0,07	0,07	1,33	1,96
15	201	0,31	0,95	0,17	0,24	0,74	0,13	0,17	0,08	0,57	1,28	1,33
16	10				0,24		0,24					

serie este practic paralelă cu abscisa şi diferă foarte puţin de curba Al, ceea ce arată că conţinuturile acestui element în rocile granitoide, indiferent de aciditatea lor, sînt foarte apropiate ca valoare. Raportul Ga $\times$ 10 ^{3}/Al oscilează între 0,14 şi 0,33, media aritmetică situîndu-se la o,22. Excepţie face separaţia melanocrată amfibolică (anal. 6, tabelul 7), în care conţinutul de Ga este de 34 ppm, iar raportul Ga $\times$ 10 ^{3}/Al = 0,60.

Pe diagrama din figura 12 se constată că în raport cu curbele Fe_{tot} şi Mg, curbele V, Ni şi Cr sînt puternic descendente în sensul de la separaţiile melanocrate şi lamprofire spre diorite, după care, în granodiorite, granite şi în rocile filoniene acide conţinuturile acestor elemente minore se caracterizează prin valori foarte mici. Curba Co este paralelă cu cea a Fe_{tot} şi a Mg, prezentînd aceeaşi tendinţă de scădere de-a lungul întregii serii de roci granitoide.

Comportarea elementelor minore asociate geochimic cu Fe şi Mg este evidenţiată şi de variaţia rapoartelor acestor elemente faţă de conţinutul de Fe_{tot}. Astfel, valorile rapoartelor V $\times$ 10 ^{3}/ Fe_{tot}, Ni $\times$ 10 ^{3}/Fe_{tot} şi Cr $\times$ 10^3Fe_{tot} (fig. 13) descresc spre termenii acizi ai seriei, descreştere datorată scăderii mai pronunţate a valorilor acestor elemente minore în comparaţie cu Fe_{tot}. Separaţia melanocrată amfibolică (anal. 6, tabelul 7) ale cărei rapoarte prezintă valori în general mai scăzute, se proiectează de obieci sub aceste curbe. Paralelismul curbelor de variaţie

Institutul Geologic al României

LUL 7

şi elementele majore în rocile granitoide

$\frac{V \times 10^2}{Ti}$	$\frac{V \times 10^3}{Mg}$	$\frac{V \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Sr \times 10^2}{Ca}$	$\frac{Sr \times 10^3}{Ca+K}$	$\frac{Ba \times 10^2}{K}$	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{Li \times 10^3}{Mg}$	$\frac{Ga \times 10^3}{Al}$	$\left(\frac{1}{3}Si+K\right)-(Ca+Mg)$
0,79	2,59	0,84	0,24	1,23	4,47	4,91	0,14	1,19	0,33	+ 6,38
1,33	3,46	1,21	0,11	2,46	15,55	5,24	0,80	3,21	0,19	+ 8,45
0,66	2,80	0,63		2,36	14,75	3,76	1,05	7,20	0,20	+ 8,86
0,55	1,93	0,54		1,59	7,95	3,39	0,47	6,67	0,20	+10,10
1,05	3,64	0,94	0,05	1,37	8,99	2,07	1,26	4,91	0,20	+ 8,82
0,82	5,11	0,82	0,08	0,23	1,63	2,04	0,27	0,80	0,60	+ 1,31
1,08	2,66	1,51	1,09	1,10	8,23	6,13	0,54	0,46	0,26	— 0,47
1,04	3,68	1,35	0,57	1,15	7,68	4,25	0,54	1,64	0,25	+ 4,04
0,52	3,23	0,62	0,07	2,16	5,68	3,29	0,23	2,92	0,22	+12,27
0,30	0,87	0,35	0,12	2,18	2,45	2,71	0,10	2,66	0,14	+14,43
0,40	2,42	0,50	0,09	3,65	5,59	2,86	0,23	5,15	0,20	+13,02
0,41	2,88	0,54	0,10	3,24	5,33	2,67	0,20	4,61	0,24	+13,70
2,53	3,42	1,90	1,35	0,29	2,68	1,96	2,11	0,16	0,19	— 3,53
0,81	3,28	0,78	0,09	1,50	10,77	3,37	1,02	7,46	0,22	+ 7,20
0,30	3,40	0,61	0,12	3,24	4,89	2,52	0,23	4,04	0,26	+13,84
				2,67	4,77	0,98	0,59		0,18	+14,62

ale Co şi Fe_{tot} se reflectă şi în valorile raportului dintre aceste două elemente care se dispun de-a lungul unei drepte paralelă cu abscisa (fig. 13).

Corelaţia Ni—Co (fig. 14) este pozitivă în toată seria de roci granitoide, acestea proiectîndu-se în diagrama respectivă de-a lungul unei drepte. Excepţie fac dioritele de la vîrful Scăriţa (anal. 7, tabelul 5 şi anal. 19, tabelul 6) care au conţinuturi de Ni şi Cr mai ridicate în comparaţie cu celelalte diorite.

O tendinţă de corelaţie pozitivă prezintă şi perechea de elemente minore Cr—V (fig. 15). Totuşi, în acest caz un număr de roci din grupa dioritelor se situează la valori mai ridicate de V în comparaţie cu cele de Cr (anal. 20—23, tabelul 6). Se remarcă faptul că aceleaşi roci (leucogranitul, granitul pegmatoid şi cel filonian) de la Drăgoeşti care sînt asociate faciesului granitoidelor de Cărpiniş şi se caracterizează prin cele mai mici conţinuturi de Ni, Co, Cr şi mai ales V, prezintă şi un conţinut mai scăzut de Sr.

Curba de variaţie a litiului prezintă un aspect uşor ascendent care merge de la separaţiile melanocrate şi diorite spre granodiorite, după care valorile acestui element scad în rocile filoniene acide. Este de remarcat faptul că granitul roşu de Novaci prezintă un conţinut scăzut de Li (4 ppm) în comparaţie cu celelalte probe din granitul de Novaci, care conţin între

Institutul Geologic al României

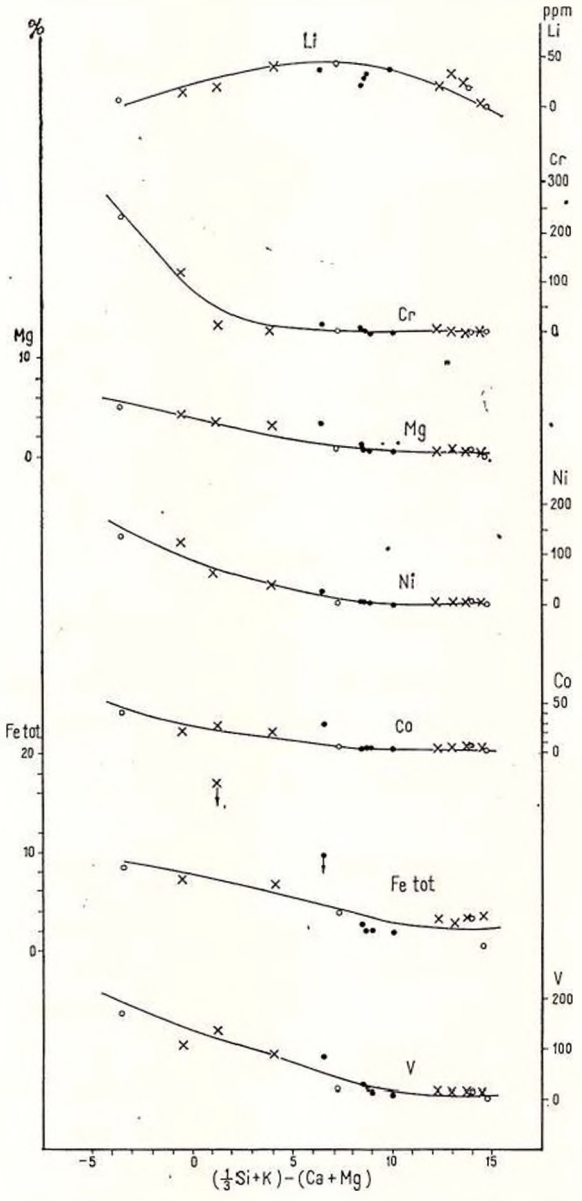


Fig. 12. — Diagrama de variație a Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{tot} și V.

Variation diagram of Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{tot} and V.

Institutul Geologic al României

16 şi 34 ppm Li. Conţinuturi scăzute de Li s-au determinat şi în leucogranite, granite pegmatoide şi granite filoniene din faciesul granitoidelor de Cărpiniş. Aplitele prezintă cele mai mici valori pentru conţinutul de Li.

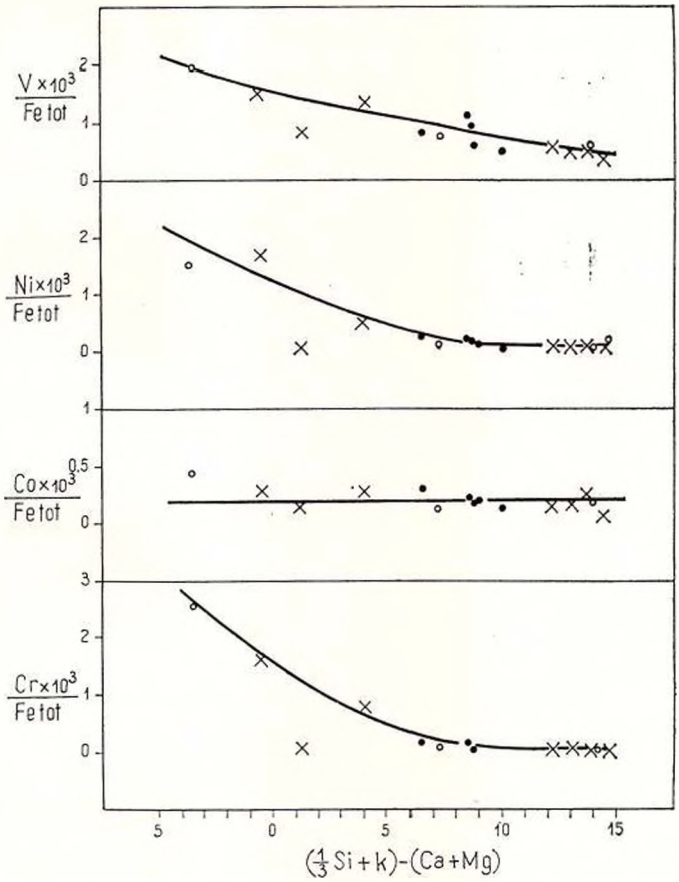


Fig. 13. — Diagramele de variaţie a raporturilor $V \times 10^3/Fe_{tot}$, $Ni \times 10^3/Fe_{tot}$, $Co \times 10^3/Fe_{tot}$ şi $Cr \times 10^3/Fe_{tot}$.

Variation diagrams of $V \times 10^3/Fe_{tot}$, $Ni \times 10^3/Fe_{tot}$, $Co \times 10^3/Fe_{tot}$ and $Cr \times 10^3/Fe_{tot}$ ratios.

Punctele de proiecţie ale rocilor în funcţie de conţinutul de Sr şi Ba (fig. 16) sînt mai dispersate. Acest mod de comportare este cauzat de procesele de alterare a feldspaţilor plagioclazi şi potasici, care determină fluctuaţii în conţinutul de Ca şi K, elemente de care sînt legate Sr şi Ba. Se observă totuşi o creştere a conţinutului de Ba spre rocile mai acide,

Institutul Geologic al României

o dată cu creşterea cantităţii de K. Pe diagrama Ba—K (fig. 17) rocile se proiectează de-a lungul unei drepte. Excepţie face aplitul (anal. 16, tabelul 5), rocă filoniană şi pusă în loc după consolidarea celorlalte roci

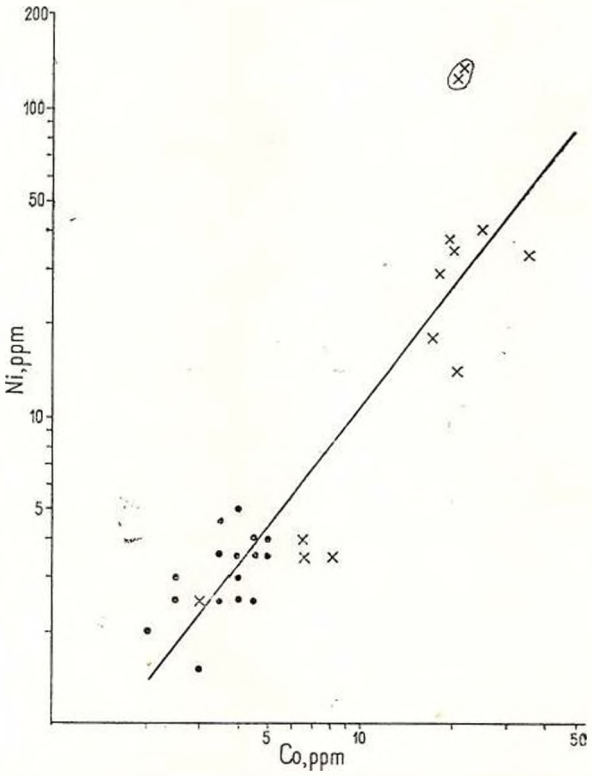


Fig. 14. — Relaţia Ni—Co în rocile din faciesurile granitoide.
Ni—Co relation in rocks from granitoid facies.

granitoide şi probabil la o temperatură mai scăzută, fapt care ar explica conţinutul mai redus de Ba.

Raportul Sr $\times 10^2$/Ca (fig. 18) creşte în lungul seriei datorită scăderii accentuate a Ca, cea ce indică substituirea Sr şi în reţeaua feldspatului potasic (H e i e r, 1962); raportul Sr/Ba se menţine în lungul unei drepte orizontale. Mult deasupra acestei drepte se situează lamprofirul de pe valea Aninişu Mare (anal. 13, tabelul 5), din cauza valorii foarte scăzute a conţinutului de Ba (90 ppm).

Raportul Sr/Ba variază în limite restrînse în dioritele din faciesul granitoidelor de Novaci ($\overline{X} = 0{,}63$) şi în granodioritele de Cărpiniş ($\overline{X} = 0{,}74$). Pe diagrama Sr—Ba (fig. 19) aceste roci se proiectează în lungul

Institutul Geologic al României

unei drepte ascendente. Granitele de Novaci, roci cu caracter alcalin, bogate în K, se grupează într-un cîmp aparte, reflectînd astfel conţinuturile lor ridicate de Ba (1170—1450 ppm). Printre granitoidele de Cărpiniş

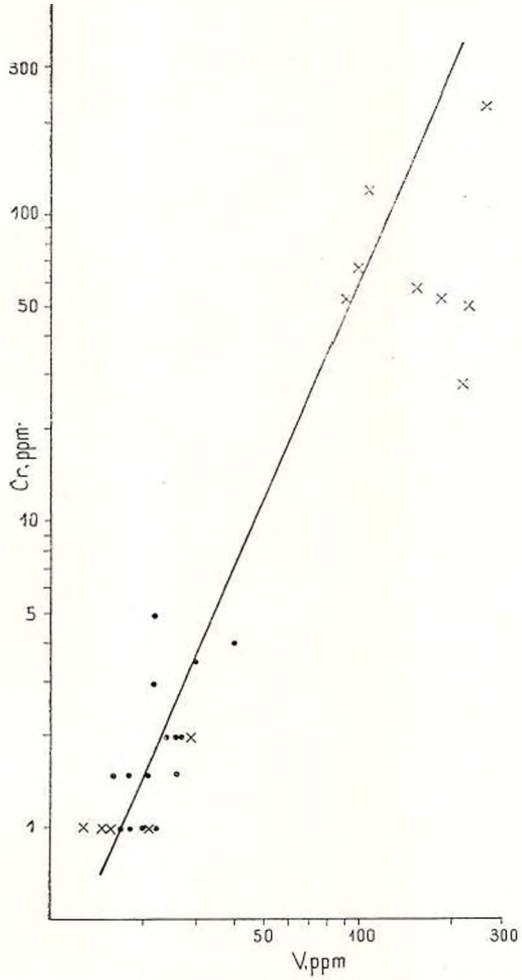


Fig. 15. — Relaţia Cr—V în rocile din faciesurile granitoide.

Cr—V relation in rocks from granitoid facies.

numai unele roci prezintă conţinuturi de Ba de acest ordin de mărime; menţionăm în acest sens un granit fin (anal. 9, tabelul 6) şi un granodiorit cu feldspat potasic poichilitic (anal. 13, tabelul 6) în care conţinutul de Ba atinge 1300 ppm.

Institutul Geologic al României

În general, conținuturile mari de Ba sînt o caracteristică a granitoidelor de Novaci, reprezentînd diferențiate mai tîrzii ale magmei din care

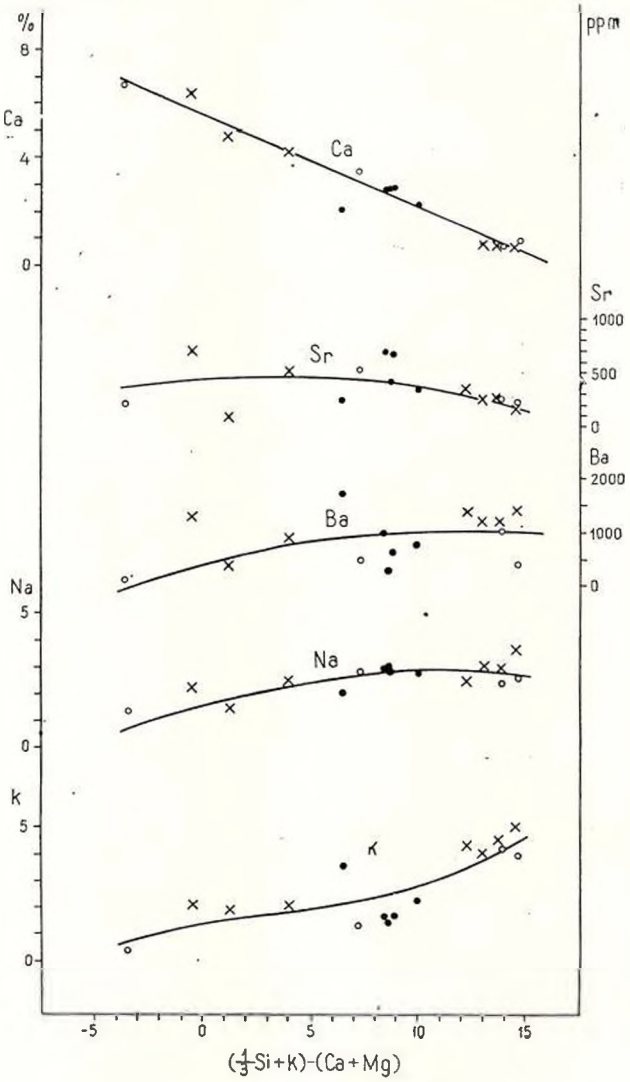


Fig. 16. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba, Na și K.
Variation diagram of Ca, Sr, Ba, Na and K.

a rezultat plutonul tardeorogen. Remarcăm că, chiar și dioritele din această grupă prezintă conținuturi mai ridicate de Ba. Excepție fac dioritele de pe valea Sunătoarea (analizele 22 și 25, tabelul 6) care reprezintă roci în a

Institutul Geologic al României

căror compoziție lipsește feldspatul potasic, mineral prezent însă în celelalte diorite ; aceste roci au conținuturi mai scăzute de Ba (470—570 ppm).

Datorită conținuturilor scăzute de Sr (52—75 ppm), leucogranitul, granitul pegmatoid și cel filonian din grupa granitoidelor de Cărpiniș se

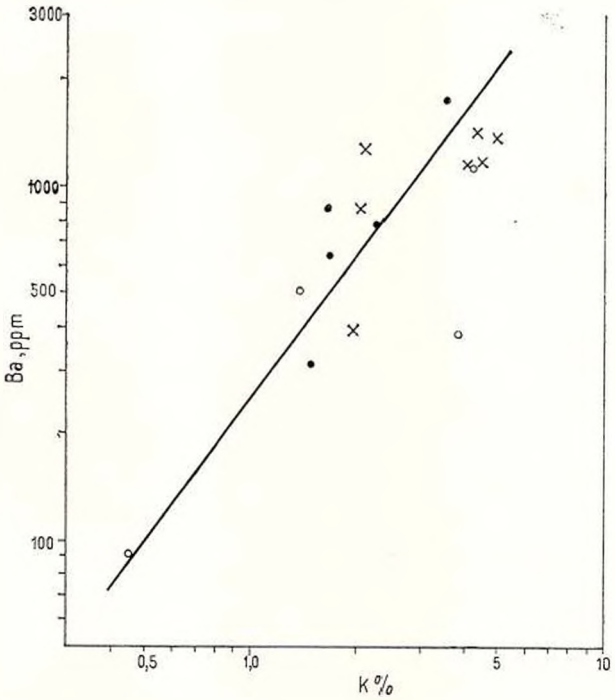


Fig. 17. — Relația Ba — K în rocile din faciesurile granitoide.
Ba—K relation in rocks from granitoid facies

proiectează pe diagrama Sr—Ba (fig. 19) mult sub dreapta în lungul căreia se dispun majoritatea rocilor granitoide, formînd un domeniu aparte de cel al granitelor de Novaci.

Plumbul are o comportare normală în produsele de diferențiere, valorile lui crescînd ușor de la rocile mai bazice spre cele mai acide, $\overline{X}$ fiind egal cu 10 ppm în dioritele de la Novaci, 14 ppm în granodioritele de Cărpiniș și 16 ppm în granitele de Novaci. Valorile cele mai ridicate se întîlnesc însă la granitele de Cărpiniș (13—40 ppm), în care $\overline{X}$ atinge 28 ppm, valoare care depășește media de 15—20 ppm Pb, stabilită de W e d e p o h l (1956) pentru rocile acide.

Institutul Geologic al României

Conținuturile de Cu prezintă valori foarte variate în lungul seriei de roci granitoide, aspect care caracterizează toate grupele de roci analizate. Trebuie semnalat faptul că foarte multe roci, indiferent de faciesul petrografic la care aparțin, conțin Cu în cantități mai mari decît media de 16 ppm

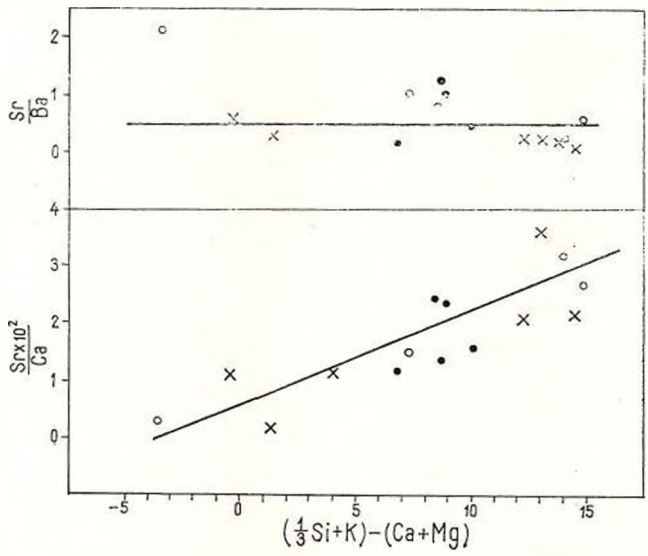


Fig. 18. — Diagramele de variație ale rapoartelor Sr/Ba și Sr × 10²Ca.
Variation diagrams of the Sr/Ba and Sr × 10² Ca ratios.

stabilită de Sandel și Goldich (1943). Aceste valori ajung să se situeze uneori între 100 și 300 ppm; ele ar putea fi determinate eventual de prezența accidentală a unor cristale de pirită, în aceste roci. Este cunoscut faptul că acest mineral poate să conțină Cu în soluție solidă sau să prezinte incluziuni fine de calcopirită.

În ceea ce privește distribuția Be în rocile granitoide, se constată că în rocile din faciesul de Novaci el variază între 2 și 3,6 ppm, valori apropiate de media menționată de Shaw (1964), în timp ce în granitoidele din faciesul de Cărpiniș conținutul său este mai redus, situîndu-se între 1,5 și 2,5 ppm. Excepție face un leucogranit fin de pe valea Gilortului (anal. 8, tabelul 6) care conține 4,3 ppm. Conținuturi mai ridicate de Be s-au determinat și în unele roci filoniene, cum sînt porfiritul cuarț-dioritic (anal. 27, tabelul 6) și aplitul cu turmalină (anal. 36, tabelul 6), ambele de pe valea Gilortului.

Zirconul marchează diferențe nete între cele două faciesuri de roci granitoide. Se remarcă astfel conținuturi foarte ridicate de Zr în toate

Institutul Geologic al României

granitoidele de Novaci, care variază între 190 și 560 ppm. Separația melanocrată amfibolică din granitele de Novaci, care după cum s-a arătat reprezintă un acumulat format din minerale cristalizate timpuriu, printre care cel mai frecvent este zirconul, conține pînă la 1400 ppm Zr. Media

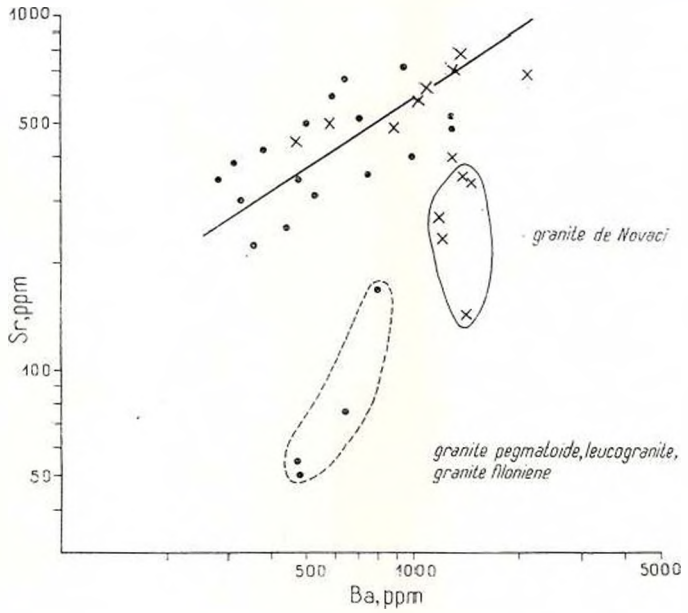


Fig. 19. — Relația Sr-Ba în rocile din faciesurile granitoide.
Sr-Ba relation in rocks from granitoid facies.

aritmetică a conținuturilor de zirconiu în granitoidele de Novaci se situează la 462 ppm. Mult mai scăzute sînt conținuturile de Zr în granitoidele de Cărpiniș, în care ele variază între 74 și 290 ppm, media aritmetică fiind de 124 ppm. Cele mai mici conținuturi de Zr s-au determinat însă în granitele pegmatoide și în celelalte roci filoniene acide.

Distribuția Zr în rocile granitoide din plutonul de la Cărpiniș-Novaci se reflectă foarte bine în diagrama din figura 20, pe care granitoidele de Novaci se înscriu pe o curbă ușor ascendentă, iar cele de Cărpiniș pe una descendentă, a cărei alură este foarte apropiată de cea a curbei Zr din granitoidele din partea de vest a plutonului sinorogen de Șușița (S a v u et al., 1971, 1972).

Institutul Geologic al României

Originea faciesurilor granitoidelor din plutonul tardeorogen

Cu cîtva timp înainte (S a v u et al., 1971, 1972) am expus geneza magmei granitoide primare din care au rezultat plutonii din provincia granitoidelor baicaliene din avantfosa autohtonului danubian. Am arătat

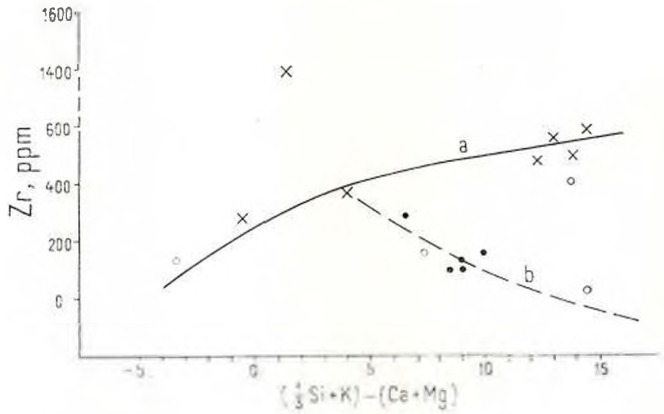


Fig. 20. — Diagrama de variație a conținutului de Zr din rocile granitoide.

a, curba granitoidelor de Novaci; b, curba granitoidelor de Cărpiniș.

Variation diagram of the content in Zr from the granitoid rocks.

a, curve of Novaci granitoids; b, curve of Cărpiniș granitoids.

astfel, că această magmă s-a format în părțile profunde ale scoarței prin mobilizarea palingenă a păturii granitice și prin anatexia parțială a păturii sialice constituită din cele mai vechi șisturi cristaline prebaicaliene-postcareliene din aria acestei zone mobile, proces care a urmărit legile topiturilor naturale cercetate de K r a n c k și O j a (1960), von P l a t e n (1965), W i n k l e r (1967) și mai recent de B r o w n și F y f e (1970).

Această magmă cu compoziție granodioritică odată formată, este supusă unui proces complicat și îndelungat de evoluție sincron formării cutelor care alcătuiesc structura în virgație a cristalinului baicalian; din adîncime sînt pulsate în stadiul sincinematic intruziuni importante de magmă, în general slab diferențiată, din care rezultă corpuri intrusive cu forme variate (G r o u t, 1945; M a r t i n, 1952; F y f e, 1970), în general plutoni sinorogeni alungiți și cantonați în zona axială a structurilor anticlinale (S a v u, 1970). Așa este de exemplu plutonul sinorogen de Șușița care apare la zi pe o lungime de aproximativ 70 km și din care numai o mică parte este cuprinsă pe harta alăturată (pl. X).

Institutul Geologic al României

În același timp, magma granodioritică primară din adîncime suferă procese de diferențiere, astfel că în stadiul tardeorogen continuă să fie puse în loc magme cu caracter granodioritic, cum sînt cele din care au rezultat granitoidele din faciesul de Cărpiniș. Din această magmă încep

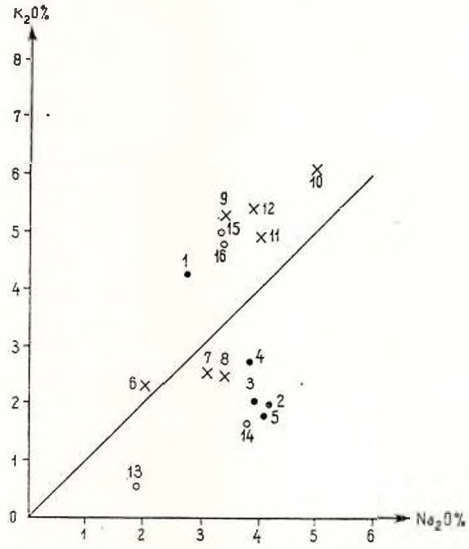


Fig. 21. — Diagrama Na_2O : K_2O.
Na_2O : K_2O diagram.

însă să se diferențieze pe de o parte rocile dioritice mai bazice care apar în cantitate foarte mică și pe de alta, magmele îmbogățite în K_2O și componenți volatili din care au rezultat granitele de Novaci cu megacristale de feldspat potasic (fig. 21), a căror compoziție chimică indică, după cum am văzut, magme alcali-potasice. Acest proces de diferențiere este susținut de felul cum variază rapoartele Ca/Sr, Ba/Sr și Ba/K în întreaga serie de roci granitoide tardeorogene din plutonul de la Cărpiniș-Novaci, fapt observat de T a y l o r și H e i e r (1960), T a y l o r (1965) și C o n d i e (1969) în cazul altor corpuri de roci granitoide. În cazul de față, noi considerăm ca fiind reprezentative pentru caracterizarea evoluției magmei granitoide și relațiile Ni—Co și Cr—V. Foarte sugestivă este în această privință și variația conținutului de Ba și de Zr, elemente ce se concentrează în granitoidele mai tîrzii—granitele tardeorogene de Novaci — ceea ce este în concordanță cu observațiile lui R a n k a m a și S a h a m a (1950).

În aceste condiții se formează plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci și celelalte intruziuni satelite, a căror magmă avînd temperatura în jur de 700°C este pusă în loc la o adîncime de aproximativ 15 km și care se consolidează, din această cauză, în decursul a zeci de milioane de

Institutul Geologic al României

ani (L a r s e n, 1948; R e a d, 1957), influenţînd astfel prin energia sa termică, metamorfismul regional (S a v u, 1970).

Magma ce se consolidează în aceste condiţii la presiunea de 4—5 Kb, conduce la formarea rocilor granodioritice subsolvus din faciesul de Căr-

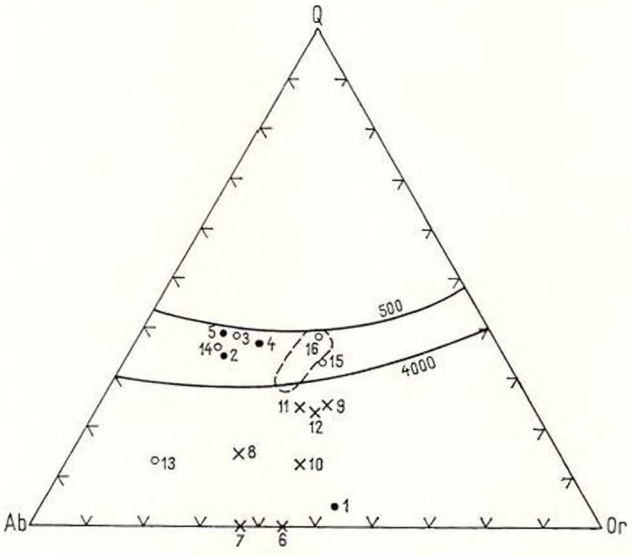


Fig. 22. — Diagrama QAbOr.
QAbOr diagram.

piniş, care au fost urmate imediat de punerea în loc a granitoidelor din faciesul de Novaci cu caracter alcalin. Pe diagrama QAbOr (T u t t l e şi B o w e n, 1958; L u t h et al., 1964) din figura 22, granitele de Novaci se proiectează sub planul presiunilor de 4 Kb, în domeniul rocilor alcaline, cum a fost deja semnalat (S a v u, 1968). Este interesant de remarcat faptul că granitele de Novaci se proiectează pe această diagramă în cîmpul de proiecţie al „granitelor potasice" din Finlanda, descrise într-o amplă lucrare de H ä r m e (1965), în legătură cu efectele lor metasomatice asupra şisturilor cristaline înconjurătoare. Aceste granite au fost considerate de E s k o l a (1955) şi S i m o n e n (1960) ca fiind de origine palingenă.

Dar dacă din punct de vedere al presiunilor sub care s-au consolidat magmele din cele două faciesuri granitoide puse în loc succesiv, condiţiile au fost aproximativ aceleaşi în diferitele părţi ale plutonului, magmele găsindu-se la acelaşi nivel litostatic, întrebarea care se ridică este, cui se

Institutul Geologic al României

datorește formarea subfaciesurilor granitoidelor de la interiorul masei plutonului granitoid și în special din faciesul de Cărpiniș?

Este evident că la presiune litostatică constantă și în condiții de răcire lentă în decurs de milioane de ani—cu excepția subfaciesului marginal al granitelor microgrăunțoase din apropierea contactului, care s-a răcit mai repede — particularitățile structurale din diferitele subfaciesuri se datoresc altei cauze. Aceasta nu poate fi decît modificarea presiunii componenților volatili din magma primară și din masa plutonului granitoid. Ca urmare, pe măsura răcirii magmei de la margine spre interiorul plutonului tardeorogen și a îmbogățirii sale în componenți volatili, granulația rocilor crește de la subfaciesul marginal prin subfaciesul granodioritelor cu feldspat potasic poichilitic spre granodioritele cu biotit larg dezvoltat din faciesul de Cărpiniș și apoi la faciesul granitoidelor de Novaci în care toate mineralele, dar mai ales feldspații potasici, cresc în dimensiune.

Reținem deci intruziunea succesivă și creșterea tensiunii de vapori în magma pe cale de cristalizare ca factori esențiali ai formării structurii zonare a plutonului granitoid, care determină modificarea granulației mineralelor, fenomen care se accentuează pe măsura diferențierii și consolidării magmei granitoide. Menționăm că Hall (1969) care recunoaște o variație regională a compoziției granitoidelor caledoniene din Anglia, presupune că aceasta ar putea fi determinată de relația dintre presiunea H_2O și compoziția magmei granitoide, în timpul formării acesteia din urmă.

Într-o lucrare anterioară (Savu et al., 1972) am atras atenția asupra faptului că, printre granitoidele tardeorogene sînt unele care prezintă compoziție chimică și caractere structurale speciale, cum sînt granitele de Novaci, Stănceşti și de Tismana. Acestea, deși aparțin la structuri anticlinale diferite (Savu, 1970 a), se situează toate în zona în care aceste structuri iau contact cu vechiul scut (pinten) valah, constituit din șisturi cristaline, migmatite și granite arhaic-careliene și care, în timpul mișcărilor baicaliene a acționat printr-un fenomen de subîmpingere (Savu et al., 1971), astfel că structurile baicaliene și plutonii granitoizi localizați în zona lor axială sînt deversați spre acest vechi continent, ce se comportă încă din acele timpuri ca un vorland rigid (Savu, 1970 b).

În lumina noii teorii a extensiunii fundului oceanelor, putem considera, spre deosebire de inițiatorii ei, că încă din Precambrian zona Europei vestice în parte oceanică și în parte acoperită cu o crustă de șisturi cristaline precambrian-medii (prebaicaliene) se insinua, printr-un fenomen de subducție, sub continentul est-european, în care condiții formațiunile baicaliene erau cutate și deversate spre continent, iar materialul sialic

Institutul Geologic al României

prebaicalian era topit şi injectat printre aceste cute, aşa cum s-a arătat mai sus.

Dacă între zona în care se dezvoltă granitoidele tardeorogene de tip Novaci-Tismana şi zona cu implicaţii tectonice majore situată în apropierea marginii vechiului scut ne apare o legătură directă, nu tot atît de clare sînt cauzele ce au favorizat procesele care au condus la formarea acestor tipuri de roci granitoide. Este posibil că în această zonă în care se realiza fenomenul de subîmpingere ca un proces colateral al celui de submergenţă, condiţiile de labilitate şi de topire a magmelor să fi fost menţinute o perioadă de timp mai îndelungată, ceea ce a permis manifestarea unui proces de diferenţiere mai îndelungat, care a determinat acumularea de componenţi volatili în magmă şi de îmbogăţire a acesteia în alcalii.

După consolidarea plutonului, acesta este străbătut de roci filoniene. Întrebarea care se ridică în legătură cu punerea în loc a acestor roci este : cum se poate ca la acelaşi nivel din scoarţa terestră să găsim alături atît roci plutonice de adîncime mare, cît şi filoane de roci porfirice de vîrste foarte apropiate, unele avînd chiar aspectul de roci vulcanice sau subvulcanice ?

Cum de la intruziunea plutonului granitoid şi pînă la punerea în loc a rocilor filoniene nu se poate admite că a trecut o perioadă de timp prea îndelungată, încît formaţiunile geosinclinalului care abia încetaseră de a se mai cuta, să fi fost atît de mult erodate, astfel că presiunea să scadă pînă într-atît, încît filoanele ce se consolidau la acest nivel să capete aspecte de roci porfirice de mică adîncime, rezultă că scăderea presiunii şi răcirea mai rapidă a filoanelor se datorează altor cauze. În momentul punerii în loc a filoanelor, rocile intrusive şi şisturile cristaline depăşiseră stadiul de roci plastice şi se consolidaseră, cel puţin la acest nivel, ce se găsea la adîncimea de aproximativ 15 km. Ca urmare, în rocile răcite se formează diferite sisteme de fisuri şi fracturi deschise (S a v u, 1970 a), în planul cărora se produce o descărcare de presiune. Aceste plane au fost folosite drept căi de acces de rocile filoniene, care sînt puse în loc deci la presiune mică şi care se consolidează rapid, rocile din pereţii filoanelor avînd o temperatură mult mai scăzută (fig. 2).

Concluzii

Concluziile principale care se degajă în urma cercetărilor asupra structurii plutonului granitoid tardeorogen de la Cărpiniş-Novaci şi asupra seriei de Lainici-Păiuş, sînt următoarele :

Institutul Geologic al României

Plutonul granitoid care este localizat în seria de Lainici-Păiuș ocupă zona axială a structurii anticlinale marginale externe Olteț-Novaci-Cărpiniș.

Metamorfismul care a afectat seria de Lainici-Păiuș este un metamorfism de tip danubian de presiune joasă, care a rezultat din acțiunea combinată a metamorfismului regional și a metamorfismului de contact sincinematic și s-a realizat în condiții în care $T = 470-700°C$ și $P = 4-5$ Kb; au luat astfel naștere două zone metamorfice: zona cu sillimanit și zona cu biotit.

Plutonul granitoid tardeorogen prezintă o structură zonară în care se deosebesc două faciesuri principale: faciesul granitoidelor de Cărpiniș și faciesul granitoidelor de Novaci cu mai multe subfaciesuri.

Formarea faciesurilor și subfaciesurilor granitoidelor din plutonul de la Cărpiniș-Novaci se datorează unor factori ca diferențierea magmei granodioritice primare, intruziunea succesivă a magmelor diferențiate și îmbogățirea treptată a magmei în alcalii, în special K_2O, și în componenți volatili. Această concluzie este susținută atît de caracteristicile petrochimice ale rocilor, cît și de modul de distribuție a elementelor minore în rocile din diferitele faciesuri granitoide.

Caracterul petrochimic general al provinciei granitoidelor baicaliene din autohtonul danubian este cel al unei serii calco-alcaline. În cadrul ei se separă însă o subprovincie cu evidente tendințe spre magmele alcalipotasice, în care se încadrează granitele de Novaci.

Apariția granitelor alcaline de Novaci, caracterizate printr-o structură particulară, a fost favorizată probabil de menținerea în această zonă de mobilitate maximă, situată la limita dintre domeniul carpatic și vechiul scut arhaic-carelian, a unor condiții speciale de topire a magmelor, ceea ce a determinat o diferențiere avansată a magmei primare.

Apariția la același nivel litostatic a rocilor plutonice în faciesuri diferite și în final a rocilor filoniene, arată că condițiile de consolidare a magmelor au variat continuu; rocile filoniene s-au consolidat pe fisurile rocilor plutonice și metamorfice, după ce acestea se consolidaseră și se răciseră în cea mai mare parte.

Concluzia finală este că în condițiile cutării formațiunilor unui geosinclinal, însoțită de intruziuni granitoide, toate procesele prezintă anumite caracteristici comune, deoarece ele se încadrează într-un fenomen major care este orogeneza și care constituie punctul culminant cu care se încheie evoluția unei zone mobile sau o etapă importantă a unei astfel de zone.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Althaus E. (1967) The Triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 16.

Barth T. F. W. (1952) Theoretical Petrology. John Wiley, New York,

Beus A. A., Severov E. A., Sitnin A. A., K. D. Subotin (1962) Albitizirovanie i greizenizirovanie granit (apogranit). *Akad. Nauk. SSSR*, Moskva.

Brown G. C., Fyfe W. S. (1970) The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contr. Mineral.and Petrol.*, 28,

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel u. Stuttgart.

Codarcea Al., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Asoc. Géol. Carp. Balk. Congr.* V, II, București.

Codarcea-Dessila Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol.* 12, 2, București.

Condie K. C. (1969) Pétrology and geochemistry of the Laramie Batholith and related metamorphic rocks of Precambrian age. Eastern Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80.

Drescher-Kaden F. K. (1969) Granitprobleme. Akad. — Verlag, Berlin.

Eskola P. (1955) About the granite problem and some masters of the study of granite. *C.R. Soc. Géol. Finlande*, 28.

Fyfe W. S. (1970) Some thougts on granitic magmas. *Geological Journ., spec. issue*, 2.

— Turner F. J., Verhoogen J. (1959) Metamorphic reactions and metamorphic facies. Baltimore.

Ghika-Budeşti St. (1970) Les Carpates méridionales centrales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX, București

Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-Alpine cycles on the territory of Roumania. *Acta Geol., Acad. Scient. Hung.* 13, Budapest.

Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. Oxford.

Grout F. F. (1945) Scale models of structures related to batholiths. *Am. J. Sci.*, 243, A.

Guitard G. (1970) Le métamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. du B.R.G.M.*, 63.

Hall A. (1969) Regional variation in the composition of British Caledonian granites. *Jour. Geol.* 77, 4.

Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. (1961) Petrology of the igneous rocks. Thomas Murby, London.

Härme M. (1965) On the potassium migmatites of southern Finland. *Bull. Comm. Géol., Finland.* 219.

Heier K. S. (1962) Trace elements in feldspars — a review. *Norsk Geol. Tidsskr.* 42.

— Adams J.A. S. (1964) The geochemistry of the alkali metals. *Phys. and Chem. of the Earth*, 5.

Ionescu-Bujor D. (1912) Granitul de Susița. București.

Kranck E. H., Oja R. V. (1960) Experimental studies of anatexis. *Internat. Geol. Congress 21 st. Copenhagen*, 1960, Rept. pt. 14.

Institutul Geologic al României

Larsen E. S. (1948) Batholith and associated rocks of Southern California. *Geol. Soc. America, Mem.* 29.

Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. (1964) The granitic system at pressures of 4—10 Kbars. *Jour. Geophys. Research.*, 69.

Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Méridionales-Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.

Martin N. R. (1962) The structure of the granite massif of Flamanville, Manche, North-West-France. *Quart. Jour. Geol. Soc. London* CVIII, 432.

Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publ.*, Amsterdam.

Miyashiro A. (1961) Evolution of Metamorphic Belts. *Journ. Petrology*, 2, 3.

Mrazec L. (1899) Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. Șt.* VIII, București.

Munteanu-Murgoci G. (1912) Asupra formațiunii de Schela. *D.S. Inst. Geol. Rom.* IV, București.

Nockolds S. R., Allen R. (1953, 1954, 1956) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4,5,9.

Pavelescu L., Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D.S. Com. Geol.* LII/1, București.

— Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (Munții Vulcan-Parîng). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.

Platen H. (1965) Experimental anatexis and genesis of migmatites. In „Controls of metamorphism". W. S. Pitcher and G. W. Flinn edit., Oliver a. Boyd, Edinburgh and London.

Rankama K., Sahama Th. G. (1950) Geochemistrsy, Chicago.

Read H. H. (1957) The granite controvery. Thomas Murby, London.

Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M. (1969) Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. Jour. Sci.*, 267, 3.

Sandel E. B., Goldich S. S. (1943) The rare metallic constituents of some American, igneous rocks. *Jour. Geol.*, 51.

Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3, București.

— (1969) Sur les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic. *Acta Geol., Acad. Scient. Hung.* 13, Budapest.

— (1970a) Structura plutonului granitoid de Susița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVI/5, București.

— (1970b) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.

— (1972) Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuș și intruziunea granitoidelor tardeorogene din regiunea Cărpiniș-Novaci (Munții Parîng). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/5, București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1971) Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Susița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.*, XXXIX, București.

— (1972) Geneza granitoidelor și șisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stănceşti (Munții Parîng). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, București.

Shaw D. M. (1964) Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson, Paris.

Institutul Geologic al României

Simonen A. (1960) Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. *Bull. Comm. Géol., Finlande*, 189.

Streckeisen A. (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpaten. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, B. 48, H. 3.

Ştefănescu Gr. (1883) Anuarul biroului geologic. Bucureşti.

Taylor S. R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. and Chem. of the Earth.*, 6.

— Heier K. S. (1960) The petrological significance of trace element variation in alkali feldspars. *Internat. Geol. Congress 21 st., Copenhagen*, 1960, Rept. pt. 14.

Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in th system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. *Geol. Soc. America Mem.* 74.

Väyrynen H. (1959) Kristalliceskii fundament Finlandii. Moskva.

Wedepohl K. (1956) Untersuchungen zur Geochemie des Pb. *Geochim. et Cosmochim.. Acta*, 10.

Winkler H. G. F. (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.

Wright J. B. (1969) A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106, 4.

Institutul Geologic al României

FACIES OF GRANITOIDS FROM THE CĂRPINIȘ-NOVACI LATE OROGENIC PLUTON(PARÎNG MOUNTAINS), THEIR PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

(Summary)

Continuing their researches in plutonic rocks from the province of Baikalian granitoids (Danubian Autochthonous), the authors are concerned in this paper about the petrology and geochemistry of the facies of granitoids pertaining to the Cărpiniș-Novaci late orogenic pluton located in the southern part of the Paring Mts. (Plate X). There are also succintly discussed the petrology of the metamorphic Lainici-Păiuș Series, and of the synorogenic Sușița granitoids from the neighbourhood of the late orogenic granitoid massif.

The Cărpiniș-Novaci late orogenic pluton (S a v u, 1970 a ; 1972) is located in the axial zone of the marginal anticlinal structure from Olteț-Novaci-Cărpiniș, which is a part of the virgation structure caracterizing the primary tectonics as a whole of the Baikalian infrastructure of the Danubian Autochtonous. This structure consists of the Lainici-Păiuș crystalline schists trending ENE — WSW, and presents south-south-eastern overturned folds (vergenz) towards the Carpathian Foreland (S a v u , 1970 a,b ; 1972).

Characteristic metamorphism zones and parageneses of the Lainici-Păiuș Series. This series, which forms the cover of the granitoid pluton, has resulted from the metamorphism, during the Baikalian orogenesis, of sedimentary flysch-like deposits, accumulated in the Baikalian geosyncline during the Upper Precambrian. This series is built up of alternations of paragneisses and microgneisses, more seldom quartzites bearing biotites or biotites and amphiboles, micaceous paragneisses, quartz-feldspar gneisses, micaceous quartzitic schists, crystalline limestones and limestones with silicates, as well as graphitic schists, rocks whose structure often indicates phenomena of rythmical sedimentation. Metamorphosed basic rocks, representing the products of the initial magmatism of the Baikalian gesyncline are very seldom encountered.

As a function of the metamorphism degree of the Lainici-Păiuș Series two metamorphic zones were distinguished, namely the biotite zone and the sillimanite zone.

a) The biotite zone is found again west of the granitoid pluton, in the region north of the Mănăstirea Crasna (Plate X). This zone is including micaceous quartzitic schists bearing biotite, fine nodular gneisses and two intercalations of crystalline limestones and micalimestones (cipolines) wherein parageneses (1) — (3) do occur, among which the quartz-biotite-plagioclase association (1) proved to be characteristic. This metamorphic zone is rarely crossed by granite veins.

Institutul Geologic al României

b) The sillimanite zone comprises most crystalline schists of the Lainici-Păiuș Series from this region, formations that have been submitted to a strong migmatization process under the influence of solutions migrated from the mass of granitoid plutons or from the source generating the granitoid magma. The crystalline schists from this zone, which build up the substratum (paleosome) of arterite migmatites, include chiefly paragneisses and quartzites associated with quartz-feldspar gneisses, gneisses bearing sillimanite and cordierite (Plate I, Fig. 1 , 2 and 3) and gneisses with sillimanite (Plate II, Fig. 2), cordierite and andalusite (Plate II, Fig. 3), silicates bearing carbonate rocks (Plante II, fig. 4) and metamorphosed basic rocks. This varied range of rocks includes parageneses (4) — (17) among which the most characteristic associations are as follows: (10) quartz-plagioclase (An 27—30)-sillimanite-cordierite(pinite)-almandine-biotite, (11) quartz-plagioclas-sillimanite-cordierite almandine-biotite (muscovite), (15) calcite-forsterite (serpentine)-pyroxene-garnet-talc(graphite), (17) hornblende-plagioclase-pyroxene-biotite-quartz.

Arterite migmatites, which have formed on the substratum(paleosome) consisting of the above crystalline schists, are quite varied as to their structure, and usually several types are associated in the same place (Plate III, Fig. 1). The paleosome is penetrated by acid material, in general, with a pegmatoid character, there particularly resulting synkinematic lenticular and stromatite migmatites. Migmatites with a nebulitic character, ophtalmite migmatites and ptygmatic veins are rare.

The metamorphism of the Lainici-Păiuș Series took place under the conditions of a peculiar type of metamorphism, the Danubian (S a v u, 1970 a). The metamorphism of the zone bearing biotite was carried out under the conditions of regional metamorphism *s. str.*, and namely, under the thermodynamical conditions where T = 470—500°C and P=4Kb, at the transition limit to the almandine zone.

The metamorphism of the sillimanite zone is the result of two synchronous processes: the regional metamorphism *s. str.* and the synkinematic contact metamorphism determined by the emplacement of granitoid synorogenic or lateorogenic plutons, and by the thermic energy released by the magmatic source of the latter. These two metamorphism processes are displaying almost in the same time, their effects cumulating and thus rising the metamorphism degree up to the regional scale. As a function of geological conditions and mineral parageneses from this zone, as well as of experimental results as to the stability of polymorphs Al_2SiO_5, the conclusion is reached that the metamorphism of the sillimanite zone took place at about the same pressure as the biotite zone (4—5Kb) but at a much higher temperature, namely 650—700°C (Fig. 1).

In case when the regional metamorphism would have displayed only under the control of the normal geothermic gradient (20—25°/km) and tangential movements, the increase of temperature in the geosyncline area, at the present erosion level would have followed the curve (1) of the Fig. 2, and the formations would have been metamorphosed at the level of the biotite zone, eventually the almandine zone. The intrusion of granitoid plutons, the migration of migmatic solutions and the thermic energy released from the source of their formation have determined a rise of the geothermic gradient up to about 50—60°/km within some zones of the geosyncline, and therefore the metamorphic temperature is following in these zones the curve (2) of the Figure 2. These phenomena have determined the manifestations of the metamorphism of Danubian type.

Considerations on structure and petrography of Susița synorogenic granitoids. These granitoids, whose emplacement has taken place almost in the same time with the above geological processes, build up a pluton located in the northern part of the region (Plate X), and located

Institutul Geologic al României

in the axial zone of the Nedeiu-Susița-Tismana major anticlinal structure. This pluton is generally composed of biotite- and amphibole-bearing granodiorites and granites with potassic feldspar megacrystals. These granitoids have been later completely affected by the Hercynian metamorphism which also metamorphosed the Tulișa Series under the conditions of the greenschist facies, along the Nedeiu-Rafailă-Vaidei Zone (S a v u, 1970). The vein rocks which intrude the granitoids are also afffected by this process.

Facies of late orogenic granitoids and their petrography. The late orogenic granitoids build up several intrusive bodies (Plate X) : the Cărpiniș-Novaci pluton, the most important, a small body located north of the Crasna locality and several apophyses of reduced size localized in crystalline schists.

The western outermost part of the Cărpiniș-Novaci pluton displays a very irregular shape ; in the eastern part, numerous xenoliths of crystalline schists pertaining to the lower complex of the Lainici-Păiuș Series do occur in its mass. Two main petrographical facies may be distinguished in the structure of this pluton : an outer facies of the Cărpiniș granitoids, and an inner one of the Novaci granitoids (Table 1). Within both facies scarce melanocratic separations (autoliths), oriented parallel to the elongation of the granitoid body, may be noticed.

The Crasna body is located along the trend of the crystalline schists. In the southern part this body is tectonically overthrusting the deposits of the Schela formation (Plate X). Although this body is small-sized, in its structure one may likewise identify the two granitoid facies — the Cărpiniș facies and the Novaci facies — fact implying that the occurence of the Novaci granitoids is closely related to the evolution of the Cărpiniș granitoids, normally succeding to the latter indifferently whether the intrusive body is larger or smaller.

The small bodies of granitoid rocks within the mass of migmatized crystalline schists are generally built up of rocks showing the type of Cărpiniș granitoids.

Both the bodies of granitoid rocks and the Lainici-Păiuș Series are crossed by numerous types of veined rocks, which close the sequence of granitoid intrusions pertaining to the Baikalian cycle.

a) Petrography of granitoids from the Cărpiniș facies. În the main body there are distinguished in this facies granodiorites, microgranulate granites, leucogranites, etc., rocks which have occasionally undergone autometamorphism phenomena. These types of rocks form in turn three zones or subfacies (Plate X). 1) A zone(subfacies) with granodiorites and microgranulate granites vaguely indicating a marginal facies and located nearby the contact with the crystalline schists of the Lainici-Păiuș Series. As this subfacies is to be found in the zone displaying the Hercynian metamorphism, the fine-grained rocks are not so easily recognized among the metagranites. 2) A granodiorite zone (subfacies) with widely developed potash feldspar crystals showing a poikilitic structure, which covers the largest part of the pluton both north of and south of the Novaci granite facies. 3) A granodiorite zone (subfacies) with widely crystallized biotite which is developing nearby the facies of the Novaci granites.

Among the three subfacies of the Cărpiniș granitoids no clear-cut limits appear, the transition from one to another being gradual. These granitoids are characterized by a white or light grey colour. The granitoids from the marginal facies present a fine granulation, whereas from the two other ones they are characterized by a median granulation. Within the second subfacies the potassic feldspar which forms crystals of 3—5 cm in diameter with a poikilitic structure and a plagioclase with a zoned structure (An 27—An 22—An20—An 12). The melanocratic minerals are represented by a green hornblende and particularly biotite. The latter forms cmall melanocratic separations. Within the third subfacies a biotite, which forms idiomorph

Institutul Geologic al României

undulated crystals (Plate IV, Fig. 4) whose diameter reaches 1cm, and which include al most all the accessory minerals as apatite, zircon, occasionally small plagioclase crystals, proves to be characteristic. In this subfacies there occur sometimes melanocratic separations (autoliths) abundant in biotite associated with green hornblende, minerals which have crystallized from granitoid magma (Plate V, Fig. 3).

The plagioclase from granitoid rocks is in its most part altered (Plante IV, fig. 1) and replaced by secondary minerals in the SKZA association (sericite-kaoline-zoizite-albite). Quite locally autometamorphism phenomena do occur; during the last process the potassic feldspar is also sericitized, in very rare cases it undergoes pneumatolysis, and the rocks are invaded by tourmaline.

b) Petrography of granitoids from the Novaci facies. In this facies the Novaci granite predominates; it presents occasionally melanocratic separations, in the inner side and laterally dioritic separations (Plate X), that would present a clear evidence that this granite was emplaced within a still plastic mass of the Cărpiniș granitoids. The Novaci granite is characterized by a large granulation of the fundamental mass displaying a granodioritic character, and by the abundance of white or reddish potassic feldspar megacrystals, which occasionally exceed 50 per cent of the bulk of the rock (Plate VI, Fig. 1). This granodioritic structure of the Novaci type would indicate the formation of these rocks from the residual magma rich in alkalies, especially in K and volatile components. The feldspar megacrystals 1—5 cm in length are composed of microcline (Plate VI, Fig. 2), microcline-perthite (Plate VI, Fig. 3 and Plate VII, Fig. 1) or perthite (Plate VII, Fig. 2). They include small crystals of altered plagioclase which sometimes presents an albite aureole, clearly twinned. Along the fissures of crystals albite, quartz and stilpnomelane lamellae have deposited. Melanocratic components are represented by biotite (Plate VII, Fig. 4) and amphibole, minerals which are agglomerating within the melanocratic separations (autoliths).

Diorites and quartziferous diorites consist of plagioclase, hornblende, biotite (Plate VIII, Fig. 2), quartz, sphene, apatite and epidote. Some varieties contain a certain amount of microcline, fact that indicates a tendency of rocks from this group to form syenno-dioritic separations. In dioritic rocks melanocratic separations occur, and also some leucocratic ones (Plate VIII, Fig. 3); for the latter an amphibole in elongated crystals is characteristic.

The vein rocks crossing the late-orogenic Cărpiniș-Novaci pluton and occasionally tho Lainici-Păiuș Series are represented by lamprophyres (Plate IX, Fig. 1), dioritic porphyries, granodioritic porphyries, granite porphyries, pegmatoid granites, aplites, aplites with tourmaline, quartziferous porphyries, quartz veins which have been successively emplaced (Fig. 3). In some cases along the open fissures, geodes with automorphic quartz crystals 1—3 cm in length have formed.

Effects of the Hercynian metamorphism on Baikalian granitoids. The regional Hercynian (Breton) metamorphism is displaying along a zone located in the northern part of the region (Plate X). This metamorphism has strongly influenced the infrastructure, determining alloretromorphism phenomena in the Lainici-Păiuș Series, and a dynamical metamorphism in the Susița synorogenic granitoids and in the late-orogenic ones from the northern part of the Cărpiniș-Novaci pluton. Even the vein rocks which cross it are affected by this dynamic metamorphism.

The intensity of the metamorphism (lamination) of granitoid rock under the conditions of the greenschist facies is varied; in some parts they are but slightly affected by this process, whereas in others they are transformed into sericite-chloritous schists whose secondary minerals gradually oriented in the foliation S_2, as the process becomes more intense. The feldspar mega-

Institutul Geologic al României

crystals are very resistent with respect to this process, and therefore their plagioclase and biotite inclusions are not disturbed (Plate IX, Fig. 3), fact demonstrating that the megacrystals have formed before the lamination phenomenon, and not subsequently to it, as presumed by some petrologists.

As a result of the Hercynian metamorphism there have formed metagranitoids, schistous rocks composed of fine-grained quartz, albite, sericite, chlorite, amphibole and occasionally stilpnomelane. The old granitoid fissures are joined and filled up with chlorite. A new Hercynian fissure system has formed.

Mylonitization phenomena in late-orogenic granitoids. Along the overthrust plane of granitoids on the Schela formations from the south-western part, and along some fault planes, the granitoid rocks have undergone mylonization phenomena whose groundmass was broken. The plagioclase which is broken and bent proves to be most characteristic (Plate IX, Fig. 4). The quartz is transformed into a fine-grained mortar, and the potassic feldspar is broken and replaced by finely twinned albite.

Petrochemistry of granitoid rocks. On purpose to study the chemical composition and the evolution of the primary granitoid magma, the late-orogenic granitoid rocks have been analysed (Table 2), and the results are presented in various tables according to the facies to which the rocks pertain or in groups of rocks in view to make a comparison of their chemical composition.

With regard to the variation of the content of major elements (oxides) as it results from Table 2 and Figure, 4, the former presents for each granitoid rock facies its peculiarities. A clear distinction between the Cărpiniș granitoid facies and the Novaci granitoid one may be observed as to the content in alkalines, the first being richer in Na_2O and the second in K_2O. A few peculiar features are also resulting from the normative composition (C I P W) of rocks (Table 3), as well as from their magmatic parameter values (Table 4). As a function of the latter, the granitoids from the Cărpiniș facies are referable to normal-dioritic magmas up to the farsunditic which pertain to the calc-alkaline series. The more basic rocks from the Novaci granitoid facies correspond to normal — gabbro-dioritic magmas and normal-dioritic ones, both of the calc-alkaline series, however ,the Novaci granites correspond to magmas displaying strong tendencies to the alkali-potassic series, and namely : granitic-granosyenitic, kalinordmarkitic, juvitic, and rapakivitic magmas. For this reason, the conclusion was reached that the province of Baikalian granitoids from the Danubian Autochthonous area pertains to the series of calc-alkaline magmas ; within it a subprovince with differentiated rocks from the same magma may be separated ; the latter display features typical of the series of alkali potassic magmas, so as it results from Figure 5.

The petrochemical characteristics of granitoid rocks from various facies or groups of rocks, and the sense of their differentiation showed by the primary granodioritic magma, do also result from diagrams of Figures 6,7,8,9, and particularly from the differentiation diagram, (Figure 10). The isofalic point (al = fm) is located in the si = 200—220 interval specific to calc-alkaline provinces.

Distribution of trace elements in granitoid rocks. On purpose to establish the distribution of trace elements in granitoid rocks, as well as their relations with major elements, the granitoids from the facies of the Cărpiniș-Novaci pluton have been spectrographically analysed (Tables 5 and 6). Relying on values obtained there were computed ratios between trace and major elements which may be replaced by isomorphism phenomena (Table 7).

As it results from diagram of the Figure 12 the curves of the elements V,Ni,Cr and to a certain extent Co are generally decreasing with respect to the Fe and Mg curves, or parallel

Institutul Geologic al României

to the latter, fact also resulting from the variation of ratios of these elements (Fig. 13) Ni—Co and Cr-V correlations (Fig. 14 and 15) are positive.

Projection points of rocks as a function of Sr and Ba (Fig. 16) are more dispersed, fact that might have been determined or influenced also by autometamorphic alteration phenomena of plagioclase and potassic feldspars, which might have generated fluctuations in Ca and K contents. However, there may be observed a rise of the content in Ba towards the more acid rocks, concomitantly with a rise of the amount of K, this resulting also from the Figure 17 (Ba—K relation), on which the rocks are projected along a straight-line. The $Sr \times 10^2/Ca$ ratio (Fig. 18) rises along the series of granitoid rocks, whilst the Sr/Ba ratio is maintaining along a horizontal straight-line.

On the Sr—Ba diagram (Fig. 19) the granitoid rocks are projected along the ascending straight-line whereas the Novaci granites, alkaline rocks rich in K and hence also in Ba, fall into a distinct group. This situation may be considered as normal since the Novaci granites represent later differentiated products of the magma which has generated the granitoid pluton.

Besides the other elements as Pb, Cu and Be, less significant for the magmatic evolution, Zr was also determined, this element marking clear-cut differences between the Cărpiniș granitoid facies and the Novaci one. Thus, very high contents in Zr within the Novaci granitoids are noticed and which on the diagram of the Figure 20 are recorded on a slightly ascending curve, whereas the Cărpiniș granitoids form a descending curve whose aspect reminds the Zr curve of the Sușița synorogenic granitoids (S a v u et al., 1971).

Origin of granitoid facies. The primary magma from which have derived rocks of the Baikalian granitoid province had formed by the palingenetic mobilization of the granitic cover and by the partial anatexis of the sialic cover consisting of Prebaikalian-post-Carelian crystalline schists from the Danubian Autochthonous Foredeep Zone (S a v u et al., 1971). From this granodioritic magma, synorogenic granitoid plutons composed of less differentiated rocks were pulsed towards the surface. During its long subsequent evolution this magma has undergone a slow differentiation process, so that the lateorogenic stage, intrusions of granodioritic magma generating rocks from the Cărpiniș facies have still continued. From this magma there are distinguished, on the one hand, dioritic products, and on the other hand, a magma enriched in K_2O and volatile components from which alkaline granites of the Novaci facies will result (Fig. 21). It is noteworthy that on the Q Ab Or diagram (Fig. 22) these rocks fall into the field of "potassic granites" described by H ä r m e (1965) in Finland.

Owing to the successive intrusions of these magmas the Cărpiniș-Novaci late-orogenic pluton with its two facies has formed ; it was emplaced at a depth of about 15 km (present level), the magma displaying a temperature of about 700° C, and thus influencing by its thermic energy the regional metamorphism.

The formation of subfacies within these two facies, and especially within the facies of Cărpiniș granitoids, took place subsequently to the emplacement of intrusions, during the cooling of the pluton, in the course of million years. A marginal facies (subfacies) is formed which is more rapidly consolidated, whereas the magma from the inner side of the body had enriched in volatile components, fact that has finally led, by means of a slower cooling, to the formation of the subfacies of granitoids with poikilitic potassh feldspar megacrystals and of the subfacies with largely developed biotite crystals.

Hence we will retain as essential factors in the formation of the zonary structure of the granitoid pluton the successive intrusion and rise of the volatile pressure within the magma in the course of crystallization ; the last factor contributes to the formation of a larger granulation,

Institutul Geologic al României

phenomenon which becomes more pronounced as the differentiation and consolidation of the granitoid magma are advancing.

As regards the causes which have preserved these conditions and have finally led to the occurrence of the Novaci granite showing alkaline features and a large granulation, it is presumed that phenomena resembling the extension of the ocean floor and subduction have taken place also in the Precambrian at the limit of the Carpathian field, partly oceanic, and of the East European Schield formed during the Archean-Karelian cycles. In this zone of maximum lability, magmas have been preserved in their melted state a longer time interval, fact that favoured the displaying of a slower differentiation process which led to the accumulation of volatile components in magma, and to its enrichment in alkalies.

After the consolidation and the cooling of the pluton, at least at the present erosion level, concomitantly with the formation of fissures, from depth are pulsed acid residual or basic magmas (lamprophyres) which have generated veined rocks, so that finally we find at the same lithostatic level both rocks with plutonic features in various facies, and porphyric or fine-grained rocks showing hypabyssal features.

These primary structures are subsequently overlain by the Hercynian metamorphism, which in more intensely affected zones began to remove the structural peculiarities of the granitoid rocks.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — Cristal de cordierit (în centru) cu incluziuni aciculare de sillimanit în gnaisele din paleosoma migmatitelor arteritice de pe valea Aninișu Mare. Nic +, x 30.
Cordierite crystal (in centre) with acicular sillimanite inclusions in gneisses from the palcosoma of arterite migmatites from the Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 30.

Fig. 2. — Cristal de cordierit (c) pinitizat pe margini și pe fisuri. Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 40.
Cordierite crystal (c) replaced by pinite along margins and fissures. Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 40.

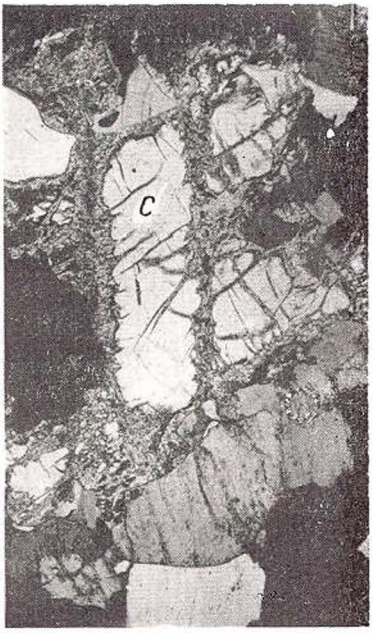
Fig. 3. — Cristale fibroase de sillimanit incluse în pinit care a înlocuit cordieritul. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 60.
Fibrous sillimanite crystals included in pinite which has replaced the cordierite. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 60.

Fig. 4. — Cristal de granat substituit de biotit (bi) pe fisuri. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 26.
Garnet crystal substituted for biotite (bi) along the fissures. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 26.

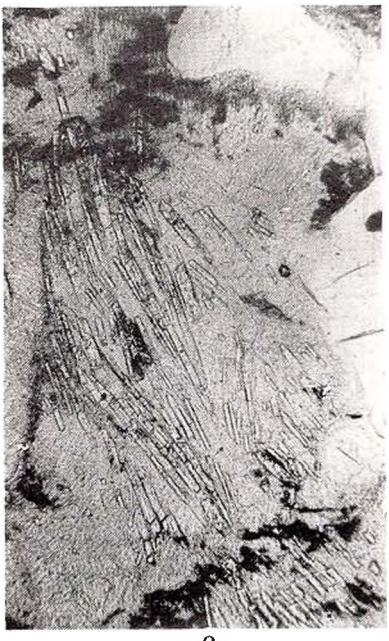
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

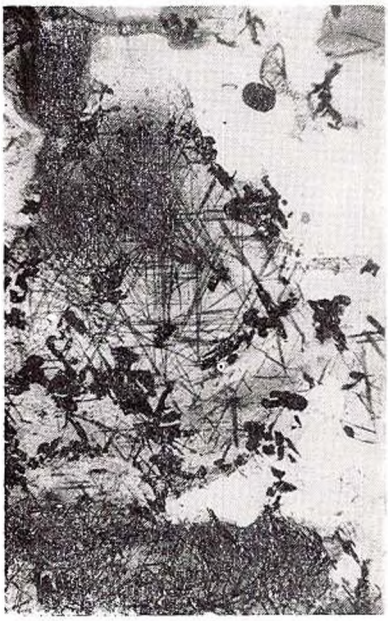
Fig. 1. — Sagenit format în biotitul din paleosoma migmatitelor. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 87.
Sagenite formed in biotite from paleosoma of the migmatites. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 87.

Fig. 2. — Sillimanit fibros ce se dezvoltă pe seama biotitului. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 90.
Fibrous sillimanite developed at the expense of biotite. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 90.

Fig. 3. — Cristal de andaluzit (a) cu incluziuni de sillimanit, biotit și magnetit. Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 30.
Andalusite crystal (a) with sillimanite, biotite and magnetite inclusions. Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 30.

Fig. 4. — Cristal de forsterit înlocuit pe fisuri de serpentin, inclus în calcit. Pîrîul Cerbului. Nic. +, x 36.
Forsterite crystal replaced along the fissures by serpentine included in calcite. Cerbul Stream Nic. +, x 36.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

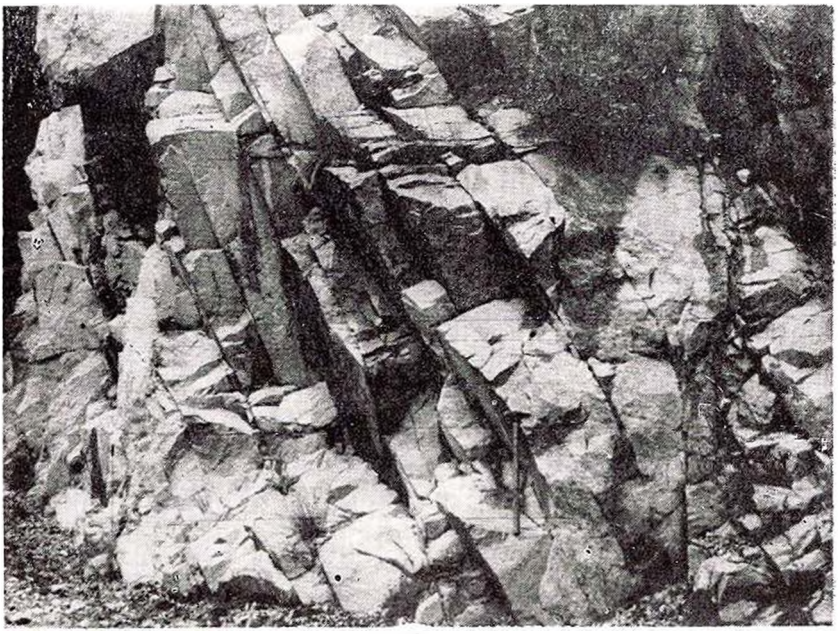
Fig. 1. — Migmatit arteritic cu structură heterogenă. Valea Aninișu Mare.
Arterite migmatite showing a heterogenous structure. Aninișu Mare Valley.

Fig. 2. — Fisuri ac în granitoidele din faciesul de Cărpiniș pe valea Aninișu Mare, a căror poziție arată că axul structural al plutonului se afundă spre vest-sud-vest (la stînga).
Ac joints in the Cărpiniș facies granitoids from the Aninișu Mare Valley, whose position shows that the structural axis is dipping west-south-westwards (to left).

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1. — Plagioclaz alterat, cu aureolă de albit limpede (în centru). Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 26.
Altered plagioclase with a clear albite aureole (in centre) Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 26.

Fig. 2. — Structura feldspatului poichilitic (negru) care include cristale fine de plagioclaz alterat, cu aureolă fină de albit. Valea Aninișu Mare. Nic. +, x 30.
Structure of the poikilitic feldspar (black) which includes altered fine plagioclase crystals with a fine albite aureole. Aninișul Mare Valley. Nic. +, x 30.

Fig. 3. — Feldspat potasic maclat după legea Karlsbad în granitele de pe Valea Gilortului. Nic. +, x 37.
Twinned potassic feldspar according to the Carlsbad law within granites along the Gilortu Valley. Nic. +, x 37.

Fig. 4. — Biotit ondulat cu separații lenticulare de prehnit (alb) pe planele de clivaj. Valea Aninișu Mare. Nic. II, x 30.
Undulated biotite with prehnite (white) lenticular separations along the cleavage planes. Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 30.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

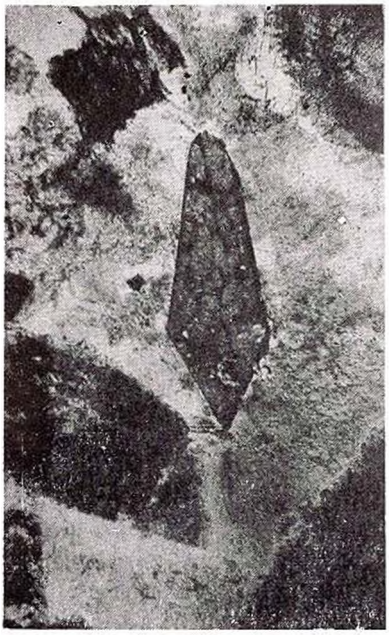
PLAVȘA V

Fig. 1. — Cristal idiomorf de titanit (în centru) în granitele de pe valea Aninișu Mare. Nic. II. x 60.
Titanite idiomorphic crystal (in centre) within the Aninișu Valley granites. Nic. II, x 60.

Fig. 2. — Cristal de ortit cu structură zonară din separația melanocrată biotitică de pe valea Aninișu Mare. Nic. II, x 40.
Orthite crystal showing a zonal structure from the melanocratic biotite separation along the Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 40.

Fig. 3. — Structura separației melanocrate biotitice de pe valea Aninișu Mare. Mărime naturală.
Structure of the melanocratic biotite separation along the Aninișu Mare Valley. Real size.

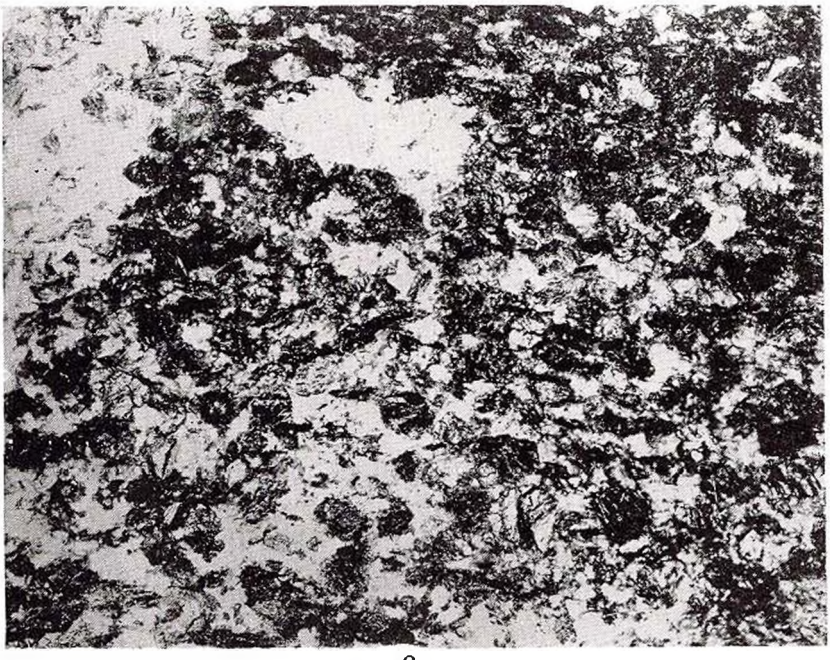
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

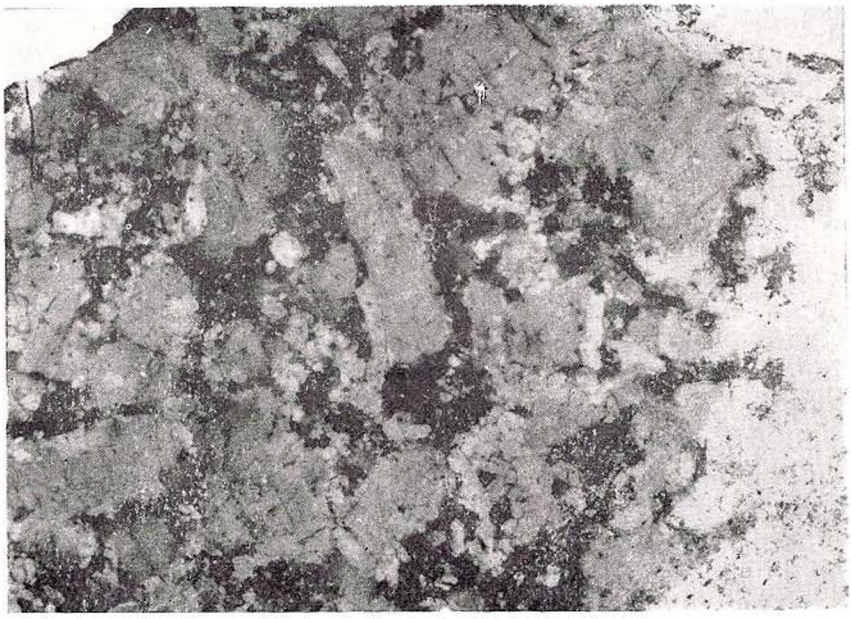
PLANȘA VI

Fig. 1. — Structura caracteristică a granitului de Novaci cu megacristale de feldspat potasic (alb). Valea Gilortului. x 0,80.
Characteristic structure of the Novaci granite with megacrystals of potassic (white) feldspar. Gilortul Valley. x 0,80.

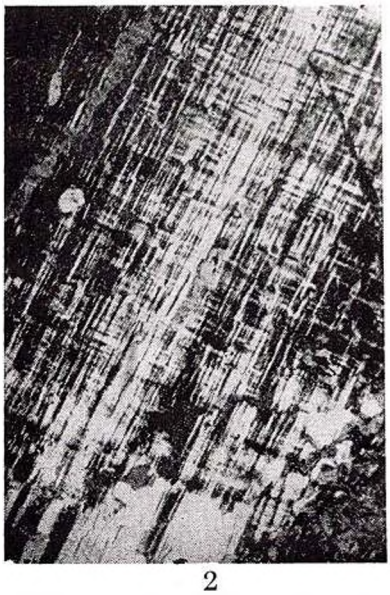
Fig. 2. — Structură de microclin într-un megacristal de feldspat potasic din granitul de Novaci. Valea Gilortului. Nic. +, x 30.
Microcline structure in a potassic feldspar megacrystal from the Novaci granite. Gilortul Valley. Nic. +, x 30.

Fig. 3. — Structură de microclin-pertit într-un megacristal de feldspat potasic din granitul de Novaci de pe valea Gilortului. Nic. +, x 32.
Microcline-perthite structure in a potassic feldspar megacrystal from the Novaci granite, in the Gilortul Valley. Nic. +, x 32.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

Fig. 1. — Structură de microclin-pertit neregulată într-un magacristal de feldspat potasic din granitul de Novaci de pe valea Gilortului. Nic. +, x 28.
Irregular microcline-perthite structure in a potassic feldspar megacrystal from the Novaci granite in the Gilortul Valley. Nic. +, x 28.

Fig. 2. — Structură pertitică într-un megacristal de feldspat potasic cu structură zonară din granitul de Novaci de pe valea Aninișu Mare. Nic. +, x 28.
Perthitic structure in a potassic feldspar magacrystal with a zonary structure from the Novaci granite in the Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 28.

Fig. 3. — Concreștere mirmekitică între cuarț și plagioclaz într-un granit de Novaci de pe valea Aninișu Mare. Nic +, x 50.
Myrmekitic intergrowth between quartz and plagioclase in a Novaci granite in the Aninișu Mare Valley. Nic. +, x 50.

Fig. 4. — Cristal de monazit (în centru) inclus în biotit. Valea Gilortului. Nic. II, x 66.
Monazite crystal (in centre) included in biotite. Gilortul Valley. Nic. II, x 66.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

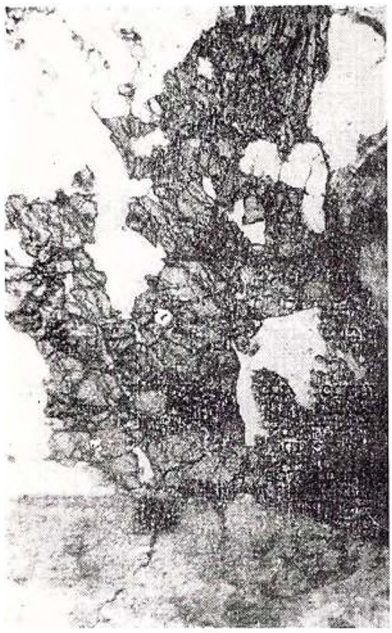
PLANȘA VIII

Fig. 1. — Cristal de titanit xenomorf în granitul de Novaci. Valea Gilortului. Nic. II, x 30.
Xenomorphic titanite crystal in the Novaci granite. Gilortul Valley. Nic. II, x 30.

Fig. 2. — Cristal de amfibol (ho) înlocuit pe margini de biotit (negru) în dioritele de pe valea Sunătoarea. Nic. II, x 30.
Amphibole crystal (ho) replaced on the borders by biotite (black) in diorites in the Sunătoarea Valley. Nic. II, x 30.

Fig. 3. — Separație leucocrată în dioritele cuarțifere de pe valea Gilortului.
Leucocratic separation in quartziferous diorites in the Gilortul Valley.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Fig. 1. — Lamprofir cu piroxen (în centru) de pe valea Aninișu Mare. Nic. II, x 30.
Lamprophyre with pyroxene (in centre) in the Aninișu Mare Valley. Nic. II, x 30.

Fig. 2. — Cristal de ortit alungit (în centru) într-un porfir granodioritic de pe valea Gilortului. Nic. II, x 30.
Elongated orthite crystal (in centre) within a granodioritic porphyry in the Gilortul Valley. Nic. II, x30.

Fig. 3. — Cristale de feldspat potasic deformate (fp), în care incluziunile de plagioclaz (pl) își mențin forma și orientarea primară, într-un metagranit de pe valea Gilortului. Nic. +, x 20.
Deformed potassic feldspar crystals (fp) wherein the plagioclase inclusions (pl) preserve their primary form and orientation, within a metagranite of the Gilortul Valley. Nic. +, x 20.

Fig. 4. — Granit milonitizat în care cristalele sînt sparte și îndoite, ceea ce se observă mai clar la plagioclazul maclat. Valea Gilortului. Nic. +, x 47.
Mylonitized granite wherein the crystals are broken and bent, phenomena more clearly observed in the twinned plagioclase. Gilortul Valley. Nic. +, x 47.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

EXPLANATION OF PLATE

Plate X

Geological map of the Crasna-Novaci region (Parîng Mts).

1 a, alluvial deposits; 1 b, terraces. Alpine cycle: 2, Pliocene-Tortonian; 3, Mesozoic formations: sandstones and conglomerates (a) and limestones (b). Hercynian cycle. Superstructure: 4, Schela formation. Infrastructure: 5, Hercynian metamorphism, retromorphism, lamination (S_2), milonitization. Baikalian cycle: 6, quartz veins (Q); 7, lamprophyres (λ); 8, aplites and microgranitic porphyries (α); granitic porphyries ($\pi\gamma$); pegmatites (P); 9, dioritic porphyries ($\pi\delta$i). Late-orogenic granitoids. Novaci granitoid facies: 10 a, Novaci granites with melanocratic separations; 10 b, quartziferous diorites; 10c, red granites. Cărpiniș granitoid facies: 10 d, hydrothermalized granitoids; 10 e, tournaline-bearing granites; 10 f, poikilitic potassic feldspar-bearing granodiorites and granites, and melanocratic separations; 10 g, widely develped biotite-bearing granodiorites; 10 h, micro-grained granitoids. Synorogenic granitoids: 11 a, granites and granodiorites; 11 b, autometamorphosed granitoids; 11 d, granites bearing potassic feldspar megacrystals. Lainici-Păiuș Series: 12 a, injection lit par lit migmatites or the metasomatic ones (arteritic); 12 b, rocks bearing sillimanite ± cordierite ± andalusite; 12 c, fine-grained quartzitic biotite-bearing schists; 12 d, crystalline dolomites and silicates with limestones; 12 e, biotite ± almandine quartzites; 12 f, amphibolites and metamorphosed basic rocks; 12 g, paragneisses and microgneisses with biotite-muscovite-garnet; 12 h, quartz-feldspathic gneisses; 13, metamorphism isograde; 14, faults; 15; overthrust faults; 16, profile line; 17, primary foliation of granitoid rocks; 18, foliation and lineation; 19, fault planes; 20, axis of the anticlinal; 21, axis of the synclinal; 22, quarry; 23, chemical and spectral analyses; 24, spectral analysis.

95523

Institutul Geologic al României

H. SAVU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CRASNA - NOVACI (MUNȚII PARÎNG)

0 750 1500m

Molidvișul 1787
Florile Albe 1637
Rotunda 1632
Plopu 1597
Redeiul
vf. Trăznit 1562
Redeiul Mic
Cazarmi 1555
vf. Ciofliu Negru
m-tele Cerbu
m-tele Crasnei 1498
cracul Rece
vf. Bradului
dîlma Măgurii
m-tele Măgura 1162
piscul Merișor
plaiul Cârpiniș
ciocălia Novaci 841
Scărița
plaiu Mare
m-tele Kunău
Novăcei
plaiu Mare 772
vf. Novaci 886
Crasna din Deal
Cârpinișu
Radoși
M-rea Crasna

LEGENDA

CICLUL ALPIN
1 Aluviuni (a), terase (b)
2 Pliocen-Tortonian
3 Formațiuni mezozoice: gresii și conglomerate (a) și calcare (b)

CICLUL HERCINIC
SUPRASTRUCTURA
4 Formațiunea de Schela
INFRASTRUCTURA
5 Metamorfism hercinic, retromorfism, laminare (S_3), milonitizare
6 Filoane de cuarț (Q)
7 Lamprofire (λ)
8 Aplite și porfire microgranitice (μ), porfire granitice (Tt), pegmatite (P)
9 Porfirite dioritice (πdi)

GRANITOIDE TARDEOROGENE
10 Granite de Novaci și separații melanocrate (a) dionite cuarțifere (b), granite roșii (c), granitoide hidrotermalizate (d) granite cu turmalină (e), granodiorite cu feldspat potasic poichilitic și separații melanocrate (f), granodiorite cu biotit larg dezvoltat (g), granitoide microgranulare (h)
FACIESUL GRANITOIDELOR DE NOVACI
FACIESUL GRANITOIDELOR DE CÂRPINIȘ

GRANITOIDE SINOROGENE
11 Granite și granodiorite (a) granitoide autometamorfozate (b) granite cu megacristale de feldspat potasic (c)

CICLUL BAICALIAN
SERIA DE LAINICI-PĂIUȘ
12 Migmatite în par. lit de injecție sau metasomatice (arteritice)
Roci cu sillimanit ± cordierit ± andaluzit
Șisturi cuarțitice fine cu biotit
Dolomite cristaline și calcare cu silicați
Cuarțite cu biotit ± almandin
Amfibolite și roci bazice metamorfozate
Paragnaise și micrognaise cu biotit ± muscovit ± granat
Gnaise cuarțo-feldspatice
13 sillimanit Izograde de metamorfism
14 Falii
15 Falii inverse și de încălecare
16 Linie de profil
17 Foliația primară a rocilor granitoide
18 Foliație și lineație
19 Plane de falii
20 Ax de anticlinal
21 Ax de sinclinal
22 Carieră
23 □5 Analiză chimică și spectrală
24 ○8 Analiză spectrală

I
v. Rînca
p. Breazului
v. Șicății
v. Cerbului
cracul Măgurii
v. Strugazului
Plaiul Mare
v. Scărița
vf. Rotunda
II
vf. Băileasa
III
v. Mare

IV
v. Crasnei
M-tele Crasnei
v. Păiușului

V
v. Sunătoarea
v. Sunătoarea
v. Sunătoarea

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Redactor: MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor: GEORGETA BORLEA
Traducători: MARGARETA HÂRJEU, MARIANA SAULEA
Ilustrația: V. NITU

Dat la cules: ian. 1973. Bun de tipar: iunie 1973. Tiraj: 1000 ex. Hîrtie scris IA 70 × 100/56 g. Coli de tipar: 19 1/4. Com. 533. Pentru bibliotevi indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația", str. Brezoianu nr. 23–25.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE

TOME XL

Institutul Geologic al României